أشكال السطح

دراسة فى أصول
الجيومورفولوجيا

جودة فتحى التركمانى
أستاذ الجغرافيا الطبيعية
كلية الآداب - جامعة القاهرة



الطبعة الثالثة

دار الثقافة العربية
القاهرة ٢٠١١

إهـــــــداء ٢٠١١
دار الكتب و الوثائق القومية
جمهورية مصر العربية

أشكال السطح

دراسة فى أصول الجيومورفولوجيا

الدكتور

جودة فتحى التركمانى

أستاذ الجغرافيا الطبيعية – كلية الآداب

جامعة القاهرة

الطبعة الثالثة

القاهرة

٢٠١١

اســـــم الكتاب : أشكال السطح
دراسة فى أصول الجيومورفولوجيا
المــــــؤلــف : أ.د. جودة فتحى التركمانى
رقـــم الإيـــداع : ٢٠١٠/٢٤١٤٤
الترقيم الدولى : 8-322-222-977

دار الثقافة العربية
القاهرة ٢٠١١

المقدمة

تعتبر الدراسات الجيومورفولوجية من الدراسات العريقة فى مجال الجغرافيا، وقد تناول الجغرافيون بعض جوانب منها وبعض العمليات وبعض الأشكال ووصفوا الكثير منها، بل وتضمنتها أشعارهم. وما أن بدأت الجغرافيا كعلم فى التوسع والتعمق حتى أصبحت له فروعاً عديدة ومنها الجيومورفولوجيا الذى بدأ ينفرد كفرع من فروع الجغرافيا منذ قرابة قرن من الزمان.

والكتاب الذى بين أيدينا الآن يعالج معظم الأشكال الرئيسية التى يهتم بها علم الجيومورفولوجيا يسير بمنهج أصولى فى معالجة الأشكال التى أنتجتها العوامل المختلفة، وفى نفس الوقت بمعلومات حديثة وعصرية، وبطرق وصفية وأساليب رياضية بما انتهى إليه هذا العلم فى أواخر القرن العشرين.

والكتاب فى طبعته الثالثة قد تم تنقيحه، وتصحيح الأخطاء اللغوية، والأخطاء المطبعية، وتوضيح بعض المفاهيم كل فى موضعه، وضبط مواضع توثيق الجداول والأشكال المعبرة، وإعادة رسم بعض الأشكال وإخراجها بشكل أفضل وإضافة بعض الخرائط والأشكال المجسمة للتعبير وزيادة الإيضاح.

المؤلف

الفصل الأول

الجيومورفولوجيا : الفروع والمجالات

تطور الفكر وفروع العلم

كانت الدراسات الجيومورفولوجية فى الماضى وصفية، وتلحق بصميم الدراسات الجغرافية تارة، وتشير إليها الدراسات الجيولوجية بين ثناياها تارة أخرى، ولم تكن لها نظرية أو قواعد وقوانين تحكم أفكار هذا العلم قبل القرون الثلاثة الماضية. ومع تطور العلم، والميل إلى التخصص بدأت الجيومورفولوجيا تأخذ شخصيتها المستقلة بين الدراسات الجغرافية حتى أصبح لها متخصصون وعلماء ركزوا اهتمامهم بهذا العلم.

فقد كانت الدراسة الجيومورفولوجية تُضمّن مع الدراسات الجغرافية الأخرى، وحينما أصبحت الجغرافيا الطبيعية بكل فروعها تنشر فى محتوى واحد كانت الدراسة الجيومورفولوجية تأخذ النصيب الأكبر، حتى أصبح كل فرع من فروع الجغرافيا ينشر فى دراسة مستقلة، وهنا ظهرت الكتب التى تتخصص فى الدراسة الجيومورفولوجية سواء الأصولية منها أو التطبيقية.

الفكر الجيومورفولوجى(١) الحديث :

يعتبر البرخت بنك A.Penck وهو ألمانى الأصل أول من ألف كتاباً فى الجيومورفولوجيا وترجم تلاميذه المصطلحات السلوفاكية إلى الألمانية من لغة السلاف، ثم انتقلت إلى الفرنسية والإيطالية وإلى لغات أخرى. أما رائد الجيومورفولوجيا الحديثة فهو جيمس هاتون. وقد ظهرت مدرستان فى الدراسة الجيومورفولوجية، الأولى منها اعتنقت مبدأ الطفرة والثانية أخذت بمبدأ التدرجية.

وظلت الدراسات فى الجيومورفولوجيا لفترة طويلة فى الماضى تشير إلى أن الأشكال الأرضية مثل المسيلات المائية والخوانق وغيرها باعتبارها من أشكال السطح

---

(١) كلمة Geomorphology هى كلمة يونانية الأصل وتكتب Ghomorfologya وتعنى فى اليونانية علم جمال الأرض، وأصبح المسمى الشهير جيومورفولوجيا.

التى نشأت بطريقة فجائية، وأن كل ما أصاب سطح الأرض وأدى إلى تقطعها قد حدث بشكل سريع، وعرفت هذه المدرسة فى الجيومورفولوجيا باسم مدرسة الطفرة Catastrophists وظل فكر هذه المدرسة حتى بدايات القرن التاسع عشر.

وجاءت مجموعة أخرى اعتقدوا بأن قوى العوامل الطبيعية التى تمارس نشاطها يومياً وببطئ شديد تكون كافية تماماً لحدوث تغيرات كبيرة على سطح الأرض بعد أن تمارس عملها لفترة طويلة من الزمن تكون كافية لحدوث هذا التغير، وعرفت هذه المدرسة التى تبنت هذه الأفكار باسم مدرسة التطور البطئ Uniformitariansim والتى أخذت بمبدأ التدريجية. وقد استمدت هذه المدرسة أفكارها من التغيرات الجيومورفولوجية التى تحدث فى الأشكال الأرضية والتى يصعب على الفرد خلال فترة حياته القصيرة أن يلاحظها أو يتبعها، ولكن تراكم الأحداث يؤدى فى النهاية إلى وضوح التغير، وما أقصر عمر الإنسان فى ملاحظة مثل هذه التغيرات.

وترجع أفكار مدرسة التطور التدريجى البطئ إلى كتابات جيمس هاتون فى إسكتلندا، وهو من أشهر مفكرى الجيولوجيا، ولاقت أفكاره الجديدة قبولاً لدى الجغرافيين.

فقد شرح هاتون العمليات الجيومورفية Geomorphic Agents البطيئة فى التعرية الهوائية على سطح الأرض، ووصف تأثير عملية التجوية التى يحدثها الغلاف الهوائى، والتجوية الكيميائية التى تقوض الصخر، وتدمير السطح بطرق مختلفة، وعمليات التآكل والنحت وتكوين التربة بفعل العمليات الميكانيكية والكيميائية للمياه. كما تناول هاتون أيضاً فعل المياه الجارية فى نحت ونقل الرواسب من القارات إلى المحيطات، وعملية هبوط الرواسب الخشنة ثم الناعمة فى عملية إرسابها بالمحيطات والبحار بشكل متدرج وعملية تجمعها البطئ وتماسكها حتى تكون لنا صخوراً رسوبية بعد ذلك، وأطلق على هذه العملية دورة

التقويض والبناء. المهم أن هاتون وجه الأنظار إلـى مقارنـات ذات أهميـة فـي الدراسات الجيومورفولوجية والتي ما زالت تمثل حتى اليوم أساساً للبحث والدراسة الجيومورفولوجية لأشكال عديدة على سطح الكرة الأرضية (Zittle, 1968, p.14).

وقد اعتمد وليم موريس ديفز Davis على أفكـار كثيـرة ممـا وردت فـي دراسات هاتون، وتفرد ديفز بآراء جديدة في الفكر الجيومورفولوجي والتـي مـا زالت تمثل حتى اليوم أساساً للبحث (Zittle, 1968, p.14) .

وقد اعتمد وليم موريس ديفز Davis على أفكـار كثيـرة ممـا وردت فـي دراسات هاتون، منها أن الحاضر مفتاح الماضـي The present is the key to the past أي أن الصورة الحالية للأشكال الجيومورفولوجية تعكس ما تعرضت له هذه الأشكال من عمليات، وبالتالي نوعية العامل الذي كونها، وإمكان استنتاج طريقـة التكون ومراحل التطور التي أوصلت المظهر التضاريسي إلى هذه الصورة. كمـا أخذ ديفز بمبدأ التطور التدريجي البطئ الذي قدمه هاتون للجيومورفولوجيين. وقد أظهر ديفز في كتاباته أيضاً اختلاف أشكال السطح حسب العوامل التـي تحكمهـا وهي : البنية Structure والتركيب الجيولوجي، والعمليات Processes التي تتعرض لها الأشكال عن طريق عوامل تمارس نشاطها على السطح، وأخيراً المراحل التي تمر بها الأشكال stages (أبو العينين، ١٩٨٩، ص٥١).

وقد ظهر أحد أصدقاء هاتون الذين اهتموا بدراسة العلوم الرياضـية وهـو جون بلايفير J.Playfair الذي قام بأعادة طبع كتاب هاتون الذي ألفـه عـن نـشأة الأرض وكان بعنوان illustration of the Huttonian theory of the Earth. وفند فيه شرح نظرية هاتون عام ١٩٠٢، ومميزاتها وأوضح الأسلوب والفكر الـذي أورده هاتون في معالجته للموضوعات، وذكر بلايفير مقولته الشهيرة وهي : أن كل نهر يتكون من مجرى رئيسي، تغذية روافد متباينة، وكل منها يجري في وادي مناسـباً لحجمه، وتكون كلها نظم أودية بحيـث يتـصل كـل منهـا بإحـداها الأخـرى (Lobecke, 1939, p.176).

وتعبر فكرة قانون بلايفير السابق ذكرها عن حقيقة جيومورفولوجية وهى اتصال المجارى النهرية بروافدها عن طريق وصلات. وقد اختبر نظريته من خلال دراسته للخوانق فى الأقاليم الجافة، وجمع بلايفير ملاحظاته مستنتجاً بعض الأفكار التى ذكرها هاتون على فعل العوامل البطيئة التى ينتج عنها تغيرات جيومورفولوجية تراكمية عبر الزمن، مما مهد الطريق أمام بلايفير للوصول إلى النظم النهرية من جهة، وسطوح التسوية Peneplains من جهة أخرى.

العلاقة بين الجيومورفولوجيا والجيولوجيا :

اشار لوبك ١٩٣٢ إلى علاقة هذا العلم بالجيولوجيا وذكر بأن علم الجيومورفولوجيا ينتمى جزئياً إلى علم الجيولوجيا والذى إنسلخ أساساً عن علم الجغرافيا وهى بمثابة الأم الكبرى. ويعتبر هذا العلم الذى يهتم بدراسة الأشكال الأرضية وملامح سطحها بمنظور الجيولوجى المتخصص وعلاقته بعلم المعادن وعلم الصخور petrology، وعلم النبات القديم، وعلم الطبقات. وتضيف كل من الجيولوجيا البنائية والجيولوجيا الديناميكية معلومات للفهم الجيد للجيومورفولوجيا، وذلك عن طريق شرح تطور ملامح سطح الأرض، كما يظهر من شكل (١).

وهناك صلة بين الجيومورفولوجيا والجيولوجيا فى عدة جوانب منها :

- أن الجيولوجيا تزود بأنواع الصخور وخصائص كل نوع بما يمكن الجيومورفولوجيا من توظيفها فى العمليات الجيومورفولوجية، وتفسير تباين معدلات النحت حسب اختلاف درجة استجابة أنواع الصخور للنحت والتقويض.
- أن الجيولوجيا توضح الصورة التفصيلية للبنية من صدوع وانكسارات وفوالق والتى تمثل مواضع ضعف بنائى، تستطيع الجيومورفولوجيا من خلالها تفسير طريقة تكون بعض الملامح والأشكال ذات الأصل البنائى أو دور البنية فى مساعدة العوامل الخارجية لقيامها بتشكيل السطح.

• أن الجيومورفولوجيا تكون بداية دراستها فى أعلى السطوح الصخرية للقشرة الأرضية والتى تمثل نهاية للدراسة الجيولوجية، ولهذا فهناك تكامل جزئى حيث يشتركان فى مادة الدراسة نفسها وهى الصخر سواء الصلب منه أو الرواسب التى تفككت عنه.

• تزود الجيومورفولوجيا دارسى الجيولوجيا بالتغيرات المعاصرة أو الحديثة أو فى الماضى الجيولوجى القريب وميكانيكية هذا التغير من خلال قواعدها ونظرياتها الخاصة بتطور كل شكل من الأشكال الأرضية.

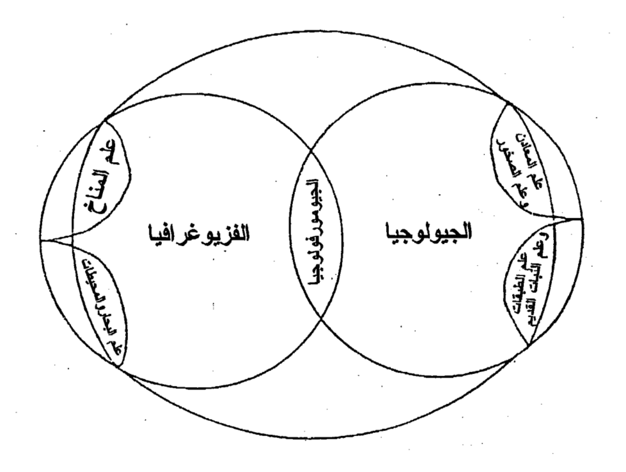
العلاقة بين الجيومورفولوجيا والمناخ :

يزود المناخ علم الجيومورفولوجيا بخصائص العناصر والعوامل الجوية التى تؤثر فى الصخر وتعمل على إيجاد العامل، وذلك من خلال الطاقة الناتجة عن هذه العناصر المناخية مثل طاقة الرياح أو الطاقة الشمسية المؤثرة فى عملية التجوية.

وتمثل أشكال وصور التكاثف فى علم المناخ عواملاً ذات فعالية فى التجوية والنحت. فالبرد والأمطار والتساقط الثلجى والضباب كلها تحمل الرطوبة التى تؤثر فى التجوية الميكانيكية والكيميائية وتعمل على إذابة أو تفكك الصخور.

ومن خلال سيادة الرياح فى البيئات الجافة أو سيادة الأمطار أو التساقط الثلجى فى البيئات المعتدلة تصبح هناك علاقة بين النطاقات المناخية وتوزيع الأشكال الجيومورفولوجية.

ومن خلال مجموعة الطرق أو التكنيك فى الجيومورفولوجيا مثل التحليل المكانى، وتحليل العلاقة بين الشكل والعملية الجيومورفولوجية ذات الصلة بالمشكلات الجيومورفية–المناخية، أصبح ينظر أيضاً للمناخ باعتباره مؤثراً وفعالاً فيما يعرف بعملية المناخ climate-process. ولهذا أصبح ينظر إلى الجيومورفولوجيا المناخية باعتبارها فرعاً جديداً للعملية الجيومورفولوجية (Derbyshire, 1976, p.4).



العلاقة بين الجيومورفولوجيا والجيولوجيا وفروع علم الجغرافيا

شكل (١)

إن الجيومورفولوجيا ذات النشأة المناخية، والجيومورفولوجيا المناخية التقليدية تتجه نحو تصنيف شكل السطح فى نطاقات عالمية محددة تحديداً مناخياً، ونباتياً أو ما يشار إليه بأنواع ومعدلات العمليات الجيومورفية وهى نتيجة لاعتبارات جغرافية وتأثيرات مناخية قديمة. فأشكال السطح ورواسبها تحتاج فى بعض الجوانب الضرورية لإعادة بناء كثير من الأحوال المناخية التى كانت سائدة فى عصر البليستوسين سواء الثابتة أو المتحركة والتى تتسم بالديناميكية. كما أضافت الجيومورفولوجيا كثيراً من البارامترات أو المقاييس التى تمكن من قياس العلاقة بين المناخ العام والمناخ التفصيلى وتجمعات أشكال السطح.

ويعتمد حجم التباين المكانى لعمليات النحت على المتغيرات المناخية التى تعكس أن هناك أهمية كبيرة لتأثير كل من التساقط والجريان السطحى وعلاقته بالتساقط الموسمى. كما أن هناك علاقة بين المتغيرات المناخية أو خصائص العناصر المناخية وكمية الرواسب المنقولة فى المجارى المائية وحمولة المياه من الرواسب.

العلاقة بين الجيومورفولوجيا والتربة :

أصبح علم التربة الآن علماً مستقلاً على يد المدرسة الروسية ورائدها ديكيوتشف، ويمثل علم الجيومورفولوجيا أحد فروع الجغرافيا حيث أصبح علماً داخل الوعاء الجغرافى الكبير الذى تبلور قبل علم التربة، ومع ذلك توجد علاقة مباشرة تربطهما، ويمكن توضيح العلاقة المتبادلة بين الجيومورفولوجيا وعلم التربة على النحو التالى :

(أ) دور علم التربة فى دعم الجيومورفولوجيا :

- أن علم التربة يعزز الجيومورفولوجيا، حيث تلعب التربة دوراً بكونها منطقة التقاء بين الغلاف الهوائى والعمليات الجيومورفولوجية الموجودة على السطح والصخر الذى يقع أسفل منها، لذا فإن قطاع التربة يعكس تاريخ اللاندسكيب.

- وقد اشار تريكارت وكاليه Tricart & cailleux عام ١٩٧٢ إلى قانون هام لجيومورفولوجية التربة وهو أن النحت الكيميائى يمثل تقريباً نتاجاً لعمليات تشكيل التربة بشكل مكثف، وأن التطور الطبيعى للتربات إنما يتم أساساً بحدوث تطور كبير بفعل النحت الميكانيكى وهى عمليات جيومورفولوجية.
- إن الملامح البيدولوجية تزودنا بمعلومات هامة تساعد فى التعرف على تطور اللاندسكيب على المدى البعيد، وذلك من خلال التربات القديمة المدفونة Buried soils التى تمكننا من عمل إعادة تصور وبناء للصورة الماضية للبيئة القديمة التى كونتها، وبالتالى فإنها تعطينا أيضا هيئات وصور أصلية لحالة الثبات أو عدم الثبات الجيومورفولوجى للمنطقة.
- إن علم التربة أصبح يزود الجيومورفولوجيا بالتغيرات الدورية والتى تحدث على فترات زمنية قصيرة وبشكل مكثف وتعمل على تطور اللاندسكيب، حيث تهتم الجيوموفولوجيا بالتوازن الديناميكى وعلم التربة هو الذى يستطيع أن يمد الجيومورفولوجيا بهذه المعلومات الحيوية.

(ب) دور الجيومورفولوجيا فى علم التربة :

يهتم علم الجيومورفولوجيا بتمييز وتحديد تاريخ نشأة الأشكال الأرضية والأسطح الجيومورفولوجية بدقة، وأشكال السطح المختلفة Landforms ولذلك فهى تعطى علم التربة بعض المؤشرات عن طول الفترة الزمنية التى استغرقتها عملية تكوين التربة.

وقد طبقت هذه الطريقة على سبيل المثال على الكثبان الرملية، والركامات الجليدية، كما أن كثيراً من السهول الساحلية ارتبطت فى نشأتها بانخفاض مستوى سطح البحر فى عصور مختلفة وبمناسيب مختلفة أيضاً، والرواسب التى تكونت وتطورت تكون متشابهة. لذلك فالاختلاف فى اللون، والنسيج، والمكون المعدنى، فى تربة السهل الساحلى جنوب شرق الولايات المتحدة كلها تمكن من الفصل بين الرواسب الهوائية والبحرية والفيضية.

إن التكامل بين علم التربة والجيومورفولوجيا أو ما يعرف باسم البحث البيدوجيومورفى pedogeomorphic يعتمد أساساً على مناقشة أصل التربة، وحركة المياة على السطح، وحركة التربة على السطح، ومبدأ السلسلة cantina concept، وعلاقة التربة بحوض التصريف، حيث أن هناك علاقة ثلاثية بين المياه، وحبيبات التربة، والمظهر التضاريسى أو وحدة سطح الأرض Land surface، وترتبط بها كلها عمليات جيومورفولوجية وبيدولوجية (Gerrard, 1981, p.187).

وقد أصبح علم التربة الآن يعتمد فى تصنيفاته للتربة على أساس أنواع الأشكال الجيومورفولوجية، ولذا فإن الأشكال الجيومورفولوجية تمثل أساساً ضرورياً فى التصنيف، حيث تختلف كل ظاهرة فى مقدار تأثرها بالعمليات سواء النحت أو الإرساب، وتختلف فى العامل المكون لها، حيث تتراوح ما بين العامل الجليدى والعامل الفيضى أوالنهرى، وعامل الرياح، أو التجوية الموضعية وتأثير عامل الجاذبية الأرضية وينتج عنها كلها تربات متباينة.

فهناك تربة المدرجات النهرية، وتربة رواسب الأودية خاصة بطون الأودية الجافة، وتربة الكثبان والفرشات الرملية، وتربة اللويس وتربة المجروفات الجليدية، وتربة البلايا وكلها تربات منقولة وتم إرسابها، أما تربة السفوح وتربة الأرصفة الصحراوية فهى تربة محلية موضعية نشأت فى مكانها بعمليات التجوية، وكل منها يرتبط بمظهر جيومورفولوجي أثرت فيه عمليات جيومورفولوجية متميزة.

فروع الجيومورفولوجيا :

نظراً للتطور الذى شهدته الدراسات الجيومورفولوجية من الدراسات الوصفية إلى الدراسات التحليلية، ومن الدراسات الإقليمية التى تناولتها الدراسات الأمريكية إلى الدراسات التفصيلية الدقيقة على مستوى المساحة الصغيرة ولأصغر وحدة مساحية facet، لذا فإن الدراسات الجيومورفولوجية أصبحت تتسم بشئ من التركيز، وأصبحت هناك مجالات دراسية واسعة إما حسب العامل

الجيومورفولوجى أو حسب البيئة المناخية أو طبيعة الصخور التى تتكـــون منهـــا وتتشكل فيها الظاهرة الجيومورفولوجية.

أولاً : فروع الجيومورفولوجيا حسب العامل الجيومورفولوجى :

توجد مجموعة من الدراسات الجيومورفولوجية على المستوى العالمى منهـــا تنقسم إلى :

(١) **جيومورفولوجيـــة الأنهـــار** Fluvial Geomorphology أو الجيومورفولوجيـــا الفيضية وهى التى تهتم بدراسة الأشكال والعمليات التى تقوم بها مياه الأنهار والمراحل التطورية التى تمر بها أوديتها من شباب ونضج وشيخوخة، ومـــن رواد هذا الفرع وليم موريس ديفز، وليوبولد، وشم، وســـترهلر، وهورتـــون، وجريجورى.

(٢) **جيومورفولوجية الصحارى** Desert Geomorphology وهى التى تهتم بدراسة الأشكال الموزعة بالصحارى وبالمناطق الجافة، سواء تكونـــت الآن أو فـــى الماضى، وتوزيعها، وتصنيفها، والعمليات التى تقوم بها الريـــاح والأمطـــار القليلة والحرارة المرتفعة من تجوية ونحـــت ونقـــل وإرســـاب، والأشـــكال الجيومورفولوجية الموزعة بهذه المناطق الجافة، ومراحل تطور كـــل شـــكل منها، بالإضافة إلى دورة التعرية فى الصحراء على مستوى إقليمى كبير، ومن رواد هذا الفرع رونالد كوك R. Cook ووواريـــن ودورنكامـــب وقـــد ســـبقهم باجنولد.

(٣) **جيومورفولوجيـــة الـــسواحل** Coastal Geomporphology : وتهـــتم بنـــشأة السواحل، وتصنيف السواحل، ودراسة العمليات الجيومورفولوجية الـــساحلية والعوامل المشكلة للمنطقة الساحلية، وأشكال النحـــت وأشـــكال الارســـاب الشاطئية ومراحل تطور كل ظاهرة والعوامل المؤثرة فيها، ومـــن رواد هـــذا الفرع من الدراسات الجيومورفولوجية كولن كنج C.King، وكوتون Cotton، وجرين A.M. Green وله دراسات عن الجروف البحرية والحافات فى أواخر

القرن التاسع عشر بالإضافة إلى شبرد وجونسون، وسوناموراً فى اليابان فى الفترة المعاصرة.

(٤) **جيومورفولوجية الجليد** Glacial Geomorphology ويهتم هذا الفرع بدراسة نشأة غطاءات الجليد وتوزيع الحقول فى الماضى والحاضر، وعمليات التجوية فى المناطق الجليدية وأشكال النحت والإرساب التى يقوم بها الجليد ويعمل على تكوينها، وأثر الجليد على القشرة الأرضية وعلى التوازن الأرضى وعلاقته بتغير مستوى سطح البحر. ومن رواد هذا الفرع لويس أجاسيز وأنتيفز Antevs الذى درس آخر فترة من الفترات الجليدية فى الزمن الرابع، وديمورسيه عام ١٩٤٢، بينما ألف لويس أجاسيز أضخم كتاب فى جيومورفولوجية الجليد يحمل نفس العنوان السابق باللغة الإنجليزية.

(٥) **المياه الباطنية وتشكيل السطح** : فعلى الرغم من أنه لم يظهر فرع يعرف بجيومورفولوجية الكارست Karst Geomorphology ، إلا أن علم الجيومورفولوجيا يدرس المياه الباطنية كعامل جيومورفولوجى، وكيفية تكونها وتجمعها فىالباطن، ونشاط هذه المياه فى تجوية ونحت وتشكيل السطح مع التركيز على ظاهرة الكارست، والمراحل التطورية التى تمر بها عملية تكوينها، وخصائص السطح فى كل مرحلة منها، والأشكال والصور الجيومورفولوجية الدقيقة المرتبطة بهذا المظهر، ومن رواد هذا الفرع يوفان شفييك Jovan Cvijic فى يوغسلافيا السابقة.

(٦) **السفوح Slopes** : وهى مجال للدراسة الجيومورفولوجية، حيث تتناول دراسة كيفية تكون ونشأة السفوح والنظريات التى تتناولها، والعمليات التى تحدث فوق السفوح فى البيئات المختلفة مثل عمليات الإنهيار الأرضى، وترتبط هذه العمليات بعامل رئيسى هو الجاذبية الأرضية. وتدرس الجيومورفولوجيا أشكال السفوح، ومراحل تطورها، سواء فى البيئات الجافة أو الرطبة، ومن رواد هذا الفرع من الدراسات الجيومورفولوجية يانج A. Young.

ثانياً : فروع الجيومورفولوجيا حسب البيئة المناخية :

ظهرت فروع عدة تتخذ من المناخ وتباين ظروفه أساساً لتوجـه الدراسات الجيومورفولوجية، وظهر منها : الجيومورفولوجيا المدارية.

والجيومورفولوجيا المناخية Climatic Geomorphology هى فـرع ينظـر للمناخ بنظرة شاملة على سطح الكرة الأرضية كمؤثر، وإلـى سـطح الأرض أو اليابس كمجال تأثير، ولذا فإن الدراسة تكون على هيئة نطاقات، وتتم معالجة دور المناخ فى التجوية الكيميائية والميكانيكية، وعلاقة تطور السفوح وعمليات الانهيار الأرضى بالمناخ، واختلاف السلسلة الرسوبية للتربة والرواسب المفككة وعلاقتهـا بالتباينات المناخية.

- ويدرس هذا الفرع أيضاً علاقة المناخ وتأثيره على السفوح سواء تراجع سفوح جوانب الأودية، أو مائية السفوح وأثر المناخ.
- ويدرس أثر المناخ على تشكيل شبكات التصريف وتبـاين الـشبكات ونظـم التصريف.
- ويدرس أثر المناخ على نظم التعرية وعلى العمليات والأشكال فـى منـاطق الصخور المختلفة، سواء الجيرية، أو صخور القاعدة.
- ويدرس المناخ كعامل مؤثر فى الأشكال الجليدية خاصة الحلبات الجليدية.
- وقد يحدث نوع من التفرد فى هذا الفرع لأحد مجالات الاهتمام كما حدث فى ظهور ما يعرف باسم الجيومورفولوجيا المداريـة Tropical Geomorphology والتى تتناول كافة الأشكال الجيومورفولوجية التى توجد فى بيئة مناخية متشابهة أو بيئة واحدة، ودرجة استجابة كافة أنواع الصخور فى هذه البيئة المتجانـسة حيث ينتج لنا فى النهاية العديد من الأشكال الجيومورفولوجية المتباينة.
- ولا تغفل الجيومورفولوجيا المناخية دور المناخ القديم والحالى فـى تـشكيل الظاهرة وتغيرها عبر الزمن.

ثالثاً: فروع علم الجيومورفولوجيا حسب نوع الصخور وبنية المنطقة :

تعتمد هذه الفروع على الظروف البنائية المؤثرة فى الشكل الجيومورفولوجى ومنها : الجيومورفولوجيا البنائية، جيومورفولوجية صخور القاعدة، وجيومورفولوجية الصخور الجيرية، والجيومورفولوجيا التكتونية.

(١) **الجيومورفولوجيا البنائية** Structural Geomorphology ومن رواد هذا الفرع تريكارت Tricart ويهتم هذا الفرع بدراسة وضع الجيومورفولوجيا بين فروع علم الأرض، والعمليات التكتونية أو الباطنية وتوزيع القارات والمحيطات ونظريات نشأة كل منهما والخصائص الجيومورفولوجية لها من خلال الأبعاد والمساحات وتأثير العمليات الباطنية على القشرة الأرضية وعلى سطح الأرض. كما تتناول أيضاً **المحدبات والأحزمة** ونطاقات الالتواء وأشكال السطح المتعلقة بها سواء الكتل الصاعدة والقافزة أو الكتل الهابطة تكتونيا والكتل الصدعية وعمليات التقويض، والأحواض التكتونية والضغوط والإلتواء.

يهتم هذا الفرع أيضا بدراسة **الأقاليم المستوية والمسطحة** The platform regions سواء من حيث بنيتها أو تطورها وخصائصها الديناميكية، والملامح الدقيقة المرتبطة بها مثل ملامح الأودية الاخدودية، والطبوغرافيا المموجة The rhythm، والأحواض البنائية وخصائص الرواسب.

ويتناول هذا الفرع الصدوع والتحليل الكمى لعددها ومحاورها وعرض واتساع الصدع والدور الجيومورفولوجى للصدوع والكسور والأشكال التكتونية المرتبطة بها مثل الحافات الصدعية وحافات النحت، والسفوح وخصائصها.

كما تتناول الجيومورفولوجيا البنائية أيضاً دور البراكين فى تشكيل سطح الأرض، وما تضيفه من رواسب وأشكال جديدة وتصنيف الرواسب البركانية إلى أنواع، وتصنيف البراكين حسب أشكالها الطبيعية، وما يطرأ على البراكين من

تغيرات بفعل العوامل الجيومورفولوجية، وعمليات التعرية للقواطع والسدود.

(٢) الجيومورفولوجيا التكتونية Tectonic Geomorphology :

ومن رواد هذا المجال كليف اوليير Cliff Ollier وذلك فى أوائل الثمانينيات من القرن العشرين وهى تتناول المجالات الآتية :

- ❖ نشأة القارات والمحيطات من خلال النظريات والأدلة الجيولوجية والجغرافية.
- ❖ نظريات نشأة الجبال والهضاب.
- ❖ جيومورفولوجية الالتواءات والانكسارات، وما ينتج عنها من أشكال.
- ❖ العمليات والأشكال الجيومورفولوجية التى تحدث بسبب الحركات الباطنية مثل الانهيارات الأرضية Landslides، وأسطح التسوية.
- ❖ نشأة الأودية النهرية، وأنماطها وعلاقتها بالأحوال التكتونية.
- ❖ تغيرات مستوى سطح البحر.
- ❖ عمليات نحت الأشكال الجيومورفولوجية ومعدلاتها وحركة القشرة.

(٣) جيومورفولوجية الحجر الجيرى Limestone Geomorphology :

ومن رواد هذا الفرع ستيفن ترودجيل St. Trudgill ويتناول المجالات الآتية:

- العلاقة بين عمليات النحت والصخور الكربونية، وعلاقة هذه العمليات بمركب الصخور الكربونية، والاختلاف بين نوع الصخر، من الصخور المرجانية إلى الطحلبية والجيرية calcarenites وتفاوتها فى استجابتها لعمليات النحت.
- العوامل والعمليات التى تحكم الإذابة فى المناطق الجيرية.
- الأشكال والملامح الجيومورفولوجية التى تتشكل فى الصخور الجيرية مثل الكهوف وحفر الإذابة.
- تصنيف الأشكال المكونة فى الصخور الجيرية حسب العامل المكون لها مثل الأشكال الفيضية، والأشكال الساحلية، والملامح الجيومورفولوجية فى الصحارى

والمكونة فى صخور جيرية.

- تميل جيومورفولوجية الحجر الجيرى إلى الجانب التطبيقى مثل المخزون المائى والاستفادة منه، أو استخدامها فى التحجير وكمواد بناء. ومنها أيضاً جيومورفولوجية السواحل الصخرية والتى تهتم بدراسة المظهر الساحلى الصخرى وتأثير الطاقة الساحلية والعوامل والعمليات على هذه الصخور من نحت وتشكيل وتكون ملامح جيومورفولوجية محددة.

(٤) جيومورفولوجية صخور القاعدة الأركية Pasement Geomorphology :

ومجال هذا الفرع ينصب على الصخور الأركية، النارية منها والمتحولة، وما تتعرض من : عمليات التجوية والتفكك والتقشر وتكوين الشروخ.

- الأشكال الجيومورفولوجية التى تتكون فوق هذا النوع من الصخور مثل الأبراج، والكتل المكعبة، والمدرجات الصخرية، وفجوات نحت الرياح والحافات الرأسية، إضافة إلى القباب الصخرية الباطنية، وملامح السدود والقواطع الصخرية، والأشكال الهرمية والمكعبة وغيرها الكثير فى البيئات الجافة منها والقاحلة، وتلك الرطبة أيضاً، والمخاريط البركانية والتلال البركانية، والفرشات النارية (البركانية) البازلية التى تكون مسطحة أو شبه مستوية.

رابعاً : الجيومورفولوجيا التطبيقية Applied Geomorphology :

وهو من أحدث فروع الجيومورفولوجيا، حيث بدأت تتجه إلى هذا النوع من الدراسة ذات الشخصية المستقلة فى الدراسة الجيومورفولوجية لمعرفة إمكانية الاستفادة من المظهر الجيومورفولوجى وانعكاس خصائص وظروف الشكل أو الملمح على النشاط البشرى. ويهتم هذا الفرع بدراسة الجوانب الجيوتقنية وعلاقتها بالمنفعة أو الخطر، مثال ذلك التطبيقات الهندسية لدراسات التجوية، وعلاقة التجوية بالرواسب الاقتصادية، والجيومورفولوجيا ودراسات المياه الجوفية والرى فوق

السهول النهرية، والتأثير المتبادل بين الرى والصرف والمياه الجوفية، وعملية التحكم فى الأنهار وأثرها. ويهتم هذا الفرع أيضاً بدراسة ميكانيكيات التربة وعلاقتها بدراسة السفوح.

وفى مجال دراسة الصحارى يهتم هذا الفرع بتصنيف الأرض حسب مستويات مساحية مختلفة، وتقييم الأرض وتحليل الأرض، هذا بالإضافة إلى إدارة المشكلات الجيومورفولوجية فى الصحارى.

ويدخل فى هذا الفرع من المعرفة دور الجيومورفولوجيا فى عملية المسح الجيولوجى ومسح التربة وتقسيمها إلى أنواع حسب الظاهرة الجيومورفولوجية .

وتهتم الجيومورفولوجيا التطبيقية أيضاً بالجوانب الهندسية وتوفير مواد إنشاء الطرق وهندسة السواحل والأنهار، والتضاريس كعامل فى الأشكال الهندسية.

كما تهتم أيضاً بدراسة التخطيط والتنمية، واكتشاف المعادن من خلال الكشف عن العمليات الجيومورفية، ومسح الموارد المختلفة.

ويهتم هذا الفرع أيضاً بطريقة استخدام البيئة الطبيعية والعلاقة بين الشكل والعملية من جهة وبين استخدام الأرض خاصة الريفى، من جهة أخرى.

ويدرس هذا الفرع العلاقة بين المتغيرات الجيومورفولوجية ونطاقات النبات الطبيعى، كما يدرس التخطيط الحضرى للمدن فى البيئات الجافة، وتجمع الموارد لاستخدامها فى البناء والصناعة فى المناطق الجافة، ومن رواد هذا الفرع فى الثمانينيات فرستابن H.Th. Verstappen ومن رواد القرن العشرين أيضاً كل من ريتشارد كريج R. Craig وكرافت J.L. Craft ، ودورنكامب.

خامساً : الجيومورفولوجيا البيئية Environmental Geomorphology :

وهو من الفروع التطبيقية ذات الخصوصية الشديدة فى الدراسة الجيومورفولوجية، ويهتم بمجالات جغرافية عدة تتمثل فى الآتى :

- العلاقة بين عمليات التربة واستخدام الأرض الريفى والحضرى.
- دراسة المشكلات البيئية والكوارث والمخاطر المختلفة والمرتبطة بالعوامل والعمليات الجيومورفولوجية، مثل اثر التملح والمياه الجوفية والتجوية الملحية فى البيئات الجافة على المنشآت العمرانية والطرق والزراعة فى هذه البيئة.
- الجريان السطحى السريع وحمولة المياه والمشكلات الناتجة فى البيئة الجافة.
- مشكلة زحف الرمال وحركتها وآثارها البيئية فى المناطق الجافة.
- مشكلة الفيضانات العالية فى البيئة الفيضية ونتائج التدمير.
- دراسة الأخطار الطبيعية الناتجة عن العوامل الباطنية مثل الزلازل والبراكين وأثرها على البيئة البشرية.
- دراسة أثر النحت وتراجع السفوح على العمران والطرق.
- الإدارة البيئية لأحواض التصريف.
- طرق التحكم فى النحت الهوائى ونحت التربة.
- طرق حماية السواحل، والإدارة الساحلية.
- وضع حلول لمشكلة التربة الدائمة التجمد.
- إدارة السفوح mangement سواء لتخطيط السفوح أو لأغراض التحجير .
- صيانة سطح الأرض landscape conservation سواء المظهر الجيومورفولوجى المعرض للتقويض والذى يكون له قيمة بشرية، أو للرواسب نفسها ممثلة فى التربة الموجودة والمرتبطة بالشكل الجيومورفولوجى مثل تربة المدرجات أو تربة المرتفعات.
- إظهار القيمة العسكرية للأشكال الأرضية وإلى أى حد يمكن الإفادة منها فى

ميدان القتال وفى مسرح العمليات، سواء خصائص الشكل، أو العمليات الجيومورفولوجية التى يتعرض لها الشكل وتأثيرها على الآليات وعلى حركة الجنود وحفر الخنادق، والسيطرة على الأرض، وعلى المناورة.

- دور الجيومورفولوجيا فى تحديد وتقويم الأخطار الطبيعية.
- دراسة دور الإنسان كعامل جيومورفولوجى فى تعديل وتغيير سطح الأرض والأشكال الجيومورفولوجية، ودوره فى الهدم والبناء.

ومن رواد فرع الجيومورفولوجيا البيئية رونالد كوك ودورنكامب، وهوك J.M. Hooke، ودونالد كوتز D.R. Coates.

الفصل الثانى
العمليات والأشكال التكتونية

العمليات والأشكال التكتونية

أولاً: العمليات الباطنية السريعة :

تتمثل العمليات الباطنية السريعة فى كل من الزلازل والبراكين، وكل منهما ترتبط به مجموعة من الأشكال التى ترتبط بالعملية حسب معدل سرعتها.

والزلازل عبارة عن هزات أرضية تحدث فى باطن الأرض نتيجة تفاعلات بين المواد ذات العناصر المشعة، فيتولد انفجار بالباطن يعمل على تحريك وضع صخور الباطن مما يولد احتكاكاً بين الطبقات الصخرية، وينتج عن هذه الاحتكاكات هزات، وتنتقل هذه الهزات من الباطن إلى السطح، وفى كافة الاتجاهات، وتؤثر على السطح بدرجات مختلفة، وينتج عنها تدمير للبيئة الطبيعية وللبيئة البشرية إذا حدث بها زلازل، وينتج عن الزلازل تغيرات فى أشكال السطح، سوف نجملها فى نهاية هذا الفصل.

أما البراكين فهى إحدى الحركات الباطنية السريعة التى تحدث فى القشرة الأرضية، سواء على أسطح القارات أو تحت قيعان مياه البحار والمحيطات، وذلك بدءاً من القيعان ويتم بناؤها بالاتجاه نحو مستوى سطح المياه. ولما كانت البراكين تخرج منها المصهورات، فإن هذه المواد قد عملت على بناء ملامح وأشكال تضاريسية جديدة، وأصبح لها تأثيراً فى تشكيل سطح الأرض بشكل واضح. ويمكن التعرف على الأشكال الجيومورفولوجية التى تكونت بفعل العاملين: الزلازل والبراكين كعوامل باطنية سريعة.

الأشكال الجيومورفولوجية الناتجة عن الزلازل :

(١) حافات الزلازل Earthquake Scarps :

هى عبارة عن حافات صغيرة نسبياً، تتكون فى المناطق التى تحدث فيها

الزلازل بكثرة. وتنشأ هذه الحافات نتيجة الزحزحة المباشرة للصخور أثناء حدوث الزلازل، وتمثل هذه الحافات حافات صدعية حقيقية، وتتكون أشكال كثيرة من الشقوق التى تتفتح أثناء حدوث الزلازل بسبب حدوث إندماج للسطح ذو النفاذية، وتتكون أحواض مغلقة عند أقدام الحافات الصدعية الحديثة، وقد تتطور بها برك وبحيرات (Bloom, 1979, p.35). ومن أمثلة هذه الحافات تلك المنتشرة فى نيوزيلندا، وقد يطلق عليها شقوق الزلازل. ومن أكثر مناطق العالم التى تحدث بها تكون هذه الحافات الإقليم المتوسطى لتركيا والذى يشرف على البحر المتوسط وفى إيران، وفى اليابان وشبه جزيرة السكا.

ويمكن عقد مقارنة بين حافات الزلازل وحافات الصدوع، فالأولى تكون محدودة الامتداد والثانية قد يكون لها إمتداداً إقليمياً. وحافات الزلازل تكون قصيرة الطول وقليلة الارتفاع بينما الحافات الصدعية النشأة أكثر ارتفاعاً وأكبر طولاً. والفارق الثالث هو أن حافات الزلازل تحدث بشكل فجائى، بينما حافات الصدوع يتم تكوينها ببطئ شديد.

(٢) **الشقوق الأرضية fissures** : وتوجد حيث تتفتح الأرض وينفصل الصخر، وتظهر التشققات فوق السطح، سواء فى المناطق الصخرية أو فى مناطق السهول والتربات الفيضية، وحتى فى مناطق العمران من قرى ومدن وطرق وغيرها، وذلك بسبب حدوث الزلازل، ويكثر حدوث هذه التشققات فى اليابان والمكسيك.

(٣) **الإنهيارات الأرضية** : تتسبب الزلازل فى حدوث انهيارات على السفوح، سواء سفوح جوانب الأودية والحافات أو الجروف البحرية أو سفوح الجبال. ومن أمثلة الجروف البحرية التى حدث لها إنهيار هى الجروف البحرية فى شبه جزيرة السكا، حيث انهارت الجروف على طول امتداد أسطح الصدوع التى تمتد فى هيئة سلسلة من الصدوع، وذلك تحت تأثير التصدع بفعل

الزلازل، وتكونت إلى جانب هذه الصدوع سلسلة من التشققات.

ويصنف الانزلاق الأرضى Landslide الناتج عن الزلازل إلى حـوالى ١٤ نوعاً ذكرها كيفير (Keefer, 1984) منها :

١- سقوط الصخر rock fall، وتتم بحركة دائرية أو بالهبوط الحر للصخر.
٢- انزلاق الصخر. ٣- انهيار الصخور. ٤- الإنزلاق الدورانى للصخر.
٥- تساقط التربة. ٦- انهيار التربة فى المناطق الجليدية.
٧- إنزلاق التربة. ٨- إنزلاق الكتل الترابية.
٩-التدفق البطئ للتربة (زحفها). ١٠- الحركة الجانبية للتربة.
١١- التدفق السريع للتربة.
١٢-الانزلاق الأرضى تحت الظروف المائية subaqueous.

الأشكال الجيومورفولوجية الناتجة عن البراكين

(١) المخاريط البركانية Volcanic Cones :

تتدفق المصهورات البركانية من باطن الأرض وتتراكم علىالسطح تباعـاً، وتكون بذلك مخروطاً يختلف فى درجات إنحدار جوانبه من بركان لآخر، وتظهر هذه المخاريط فى البراكين الفردية، ولذا فإن مخاريط اللافا البركانية غالباً تظهـر فى مناطق وجودها بهيئة مميزة، تغير من شكل السطح، وتقف بمثابة بنـاء علـى سطح الأرض كونه البركان.

وتختلف ارتفاعات هذه المخاريط حسب قوة البركان ودوام فترة انفجـاره، وتكرار حدوث عمليات الانفجار نفسها، ولذا نجد أن ارتفاع بركان فيـزوف فـى إيطاليا ٣٨٨٠ قدم وبركان أتنا يبلغ ارتفاعه ١٠٨٧٠ قدم، وعادة تكون مخـاريط اللافا أكبر من مخاريط الرماد البركانى.

ويلاحظ أن اللافا تتجمد على أى منحدر، وتنمو بالاتجاه إلى أعلى، وان كان

لديها القدرة على أن تتدفق على المناطق الخفيفة الإنحدار فى كل الاتجاهات، حيث نجدها تنحدر فى جزر هاواى فوق مواضع انحدارها أقل من ١°، وبشكل عام يصل متوسط الانحدار نحو ٦°.

وقد سجل أحد مخاريط اللافا التى ترجع فترة تكونهـا إلـى ٢٧٠٠٠ سـنة ماضية فى شمالى كاليفورنيا، وتعتبر من أحد أطول قباب اللافا فى العالم (Decker & Decker, 1997, p.167).

(٢) الجبال القبابية Dome Mountains :

تقوم العوامل الباطنية خاصة البطيئة منها برفع التضاريس إلى أعلى، وقـد ينتج عن هذه الحركة الباطنية تكوين جبل فى هيئـة قبابيـة، وترتفـع الطبقـات الصخرية بهيئة تقترب من الوضع شبه الرأسى باتجاه نحو بؤرة واحدة هـى قمـة القباب. وتتراوح أبعاد هذه الجبال القبابية من حيث طولها وعرضها ما بين أقل من الميل الواحد حتى المئات العديدة من الأميال.

والقباب النارية gneiss domes عبارة عن قباب عظمى، يطلق عليهـا اسـم الباثيلث bathyliths وهى تتكون من البراكين المنبثقة من أعماق بعيدة فـى بـاطن الأرض، ثم يصاحب معظمها بعد ذلك حركات رفع باطنى تشبه تلك التى كونـت الجبال الالتوائية (أبو العينين، ١٩٨٩، ص ص ٢٧٢-٢٧٣).

وقد اقترح فليتشر Fletcher 1972 بأن معدل نمو هذه القباب يبلـغ ١ ملليمتـر واحد/ كل ٦ سنوات، بينما نجد أولير وباين Ollier & Pains عام ١٩٨٠ الذين درسا القباب النارية أن معدل الرفع لهذه الملامح المورفولوجية ١,٥ ملليمتر/ السنة، وهـو معدل يبلغ عشر مرات قدر المعدل الذى سبق ذكره (Clayton, 1981, p.253).

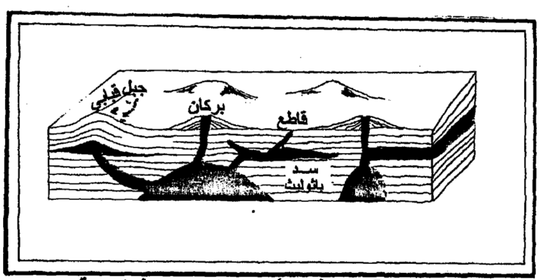
وتعتبر الباثوليث batholiths من المظاهر التى حدث لها إرتفاع تكتونى إلى أعلى، وتأخذ ملامح الـ batholiths فترة طويلة حتى تتكون والتى قد تبلـغ نحـو ٥٠-٧٠ مليون سنة (Clayton, p.253).

وقد أشار جيلولى Gilluly إلى إنه إذا استمرت عملية تكوين الطفوح الباطنية فى الباطن وتحت السطح فإن معدل استمرار الطفوح سوف يصل إلى سـنتيمترات عديدة/ السنة. مثال ذلك إذا كان لدينا طفوح نارية منذ ٥٠٠٠ سنة قبل الميلاد فإنها سوف تؤدى إلى حدوث الارتفاع إلى أعلى بالمعدل الذى أشار إليه فيفى Fyfe عام ١٩٧٠ وهو ٢سم/ السنة، وأشار أوسماستون Osmaston ١٩٧٧ بأن معدل الطفوح الجرانيتية الحالى وارتفاعها لأعلى سوف يصل بالسطح إلى ارتفاع مقداره كيلومتر واحد/ كل مليون سنة، حيث أن الكيلو متر به مليون ملليمتر، وباعتبار أن معـدل الارتفاع ١مم/السنة.

وهناك عدة أسباب تكمن وراء نشأة وتكوين هذا المظهر القبـابى. فالقبـاب الملحية Salt dome يرجع تكونها إلى تركيز وتبلور كتل الملح تحت السطح، وهذه القباب تكون منخفضة وصغيرة، و غير واضحة. أما قبـاب اللاكوليـث laccolith فترجع إلى الطفوح التى تحدث فى باطن الأرض، ولكنها تتم فى مساحات صغيرة وذات ملامح محددة. ويرجع النوع الثالث من القباب وهى القباب الباثوليثية نتيجـة طفوح بركانية باطنية وتتم على مساحات كبيرة، ومنسوبها يكون أعلى وتكون جبالاً قبابية حقيقية (Lobeck, 1939, p.391) ومن أشهر مناطق التلال والجبـال القبابيـة منطقة التلال السوداء بالولايات المتحدة الأمريكية.

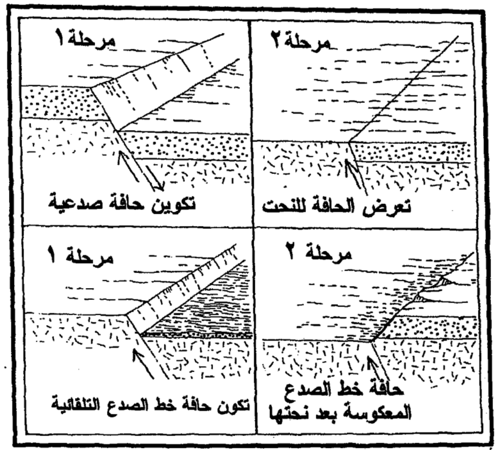
(٣) الرماد البركانى :

يتكون الرماد البركانى حينما يندفع البخار أو الغازات الأخرى التى ترتفع خلال اندفاع رواسب الرماد أو الطين البركانى الذى يتكون منه بناء المخروط. وقد تتكـون أيضاً من نمو وزيادة الغازات تحت السطح نتيجة لحدوث التفكك أو نتيجـة للإحتـراق البطئ، خاصة عنصر الكبريت. ومن أمثلة ذلك الجزء الأدنى من حوض نهر الـسند، حيث توجد مخاريط عديدة من الطين البركانى ، والتى تغطى مساحة تبلغ ١٠٠٠ ميل مربع، ويرتفع بعضها إلى ٣٠٠-٤٠٠قدم (Tarr & Martin, 1914, p.486).



الطفوح وآثارها في الأشكال الجيومورفولوجية

شكل(٢)



After: Lobeck ,1939

مراحل تكوين الحافات الصدعية وحافات خط الصدع

شكل (٣)

(٤) الجبال البركانية Volcanic Mountains :

يقصد بها تلك المرتفعات والقمم العالية التى تعمل المصهورات البركانية على بنائها، وهى ذات ارتفاعات كبيرة، وتدخل فى عداد الجبال مكونة بذلك كتلاً جبلية، ومن أمثلة هذه الجبال جبل كينيا، وجبل كليمنجارو فى كينيا. ويضاف إلى ذلك بعض الهضاب البركانية مثل هضبة الحبشة، وبعض الهضاب شرقى جبال الحجاز بالمملكة العربية السعودية ممثلة فى الحرات مثل حرة خيبر وحرة كشب وحرة وغيرهما كثير مثل حرة البرك، والحرة الشرقية والغربية بالمدينة المنورة.

(٥) السهول البركانية Volcanic plains

تنتشر اللافا عند قاعدة البركان فى هيئة مسطحة، ولمسافات طويلة، مما تكسب السطح مظهراً تغطيه المصهورات، ويطلق على هذه الملامح الجديدة اسم السهول البركانية. وقد يتساقط الرماد البركانى المحمول بالهواء فى مناطق بعيدة بكميات كبيرة، فتكسب الأرض مظهراً يعرف عادة بالسهول البركانية.

(٦) الأحواض البركانية Caldera :

وهى عبارة عن بقايا بركان، وحدث أن تآكل الجزء العلوى فى المنتصف وأصبح يبدو فى هيئة حلقية منخفضة عما يحيط به وجوانب الحلقة مرتفعة فى صورة شبه دائرية، وصورة الأحواض تبدو فى هيئة تجويف كبير، تشغله الآن بحيرة كبيرة فى بعض المناطق، ومن أمثلتها الكثير فى ألسكا وفى اليابان، وإندونيسيا وجزر ألوشيان.

(٧) مخاريط الرماد البركانى Ash Cones:

وهى رواسب بركانية الأصل، تأخذ هيئة مخروطية، إنحدار جوانب هذا المخروط يتراوح بين ٣٠° - ٤٠°، وتتعرض هذه المخاريط دائماً للتجوية والنحت والإزالة وبالإتجاه من أعلى إلى أسفل، ولذا فإن هذه المخاريط أشد انحداراً من

مخاريط اللافا. (Tarr, Martin, 1914, p.446)، مثل هذا الرماد قد يختلط مع مــواد اللافا مما يجعل إنحدار المخروط فى موقع وسط بــين انحــدار مخــروط اللافــا ومخروط الرماد.

(٨) البرك والبحيرات :

تتكون الحافات الصدعية القافزة فى مناطق قــد تكــون غزيــرة الأمطــار، وكثيرة المجارى المائية، لذا فإن هذه الحافات المرتفعة تقف بمثابة حــائط أو ســد يحول دون تدفق المياه الا بعد أن تتكون أمامها بحيرات صغيرة أو بــرك مائيــة. ومن أمثلة ذلك تلك الموجودة فى الهند، حيث يمتد أحد خطوط الـصدوع موازيــاً لمجرى مائى منعطف، ويعبــر خــط الــصدع المجــرى المــائى ليــشكل ســداً (Tarr & Martin, 1914, p.421)، وبهذا تساهم الصدوع فى ظهور أشــكال ســطح جديدة. كما تمثل بحيرات الاخدود الأفريقى العظيم نماذجا مثالية للبحيرات التكتونية الهابطة التى شغلتها المياه العذبة وكونت البحيرات. ومنها أيضاً بحيرة بلكاش فــى روسيا الاتحادية، أما البراكين الخامدة فتشغلها المياه العذبة التى تتكون بفعل تساقط الأمطار، ومن أمثلتها تلك البحيرات الجبلية العديدة فى اليابان، والتى تشغل فوهات براكين خامدة.

ثانياً– العمليات الباطنية البطيئة :

تتمثل العمليات الباطنية التى تحدث ببطئ شديد وغير محسوس فى كل من : الانكسارات والالتواءات، وهى عمليات يصعب أن نراها، ولكن يمكــن أن نــرى آثارها على السطح ممثلة فى مجموعة من الأشكال الجيومورفولوجية، سواءً فــى صورة أشكال بناء وتراكم على السطح مثلما الحال فى تكوين الجبال والقمم وغيرها أو تقويض للسطح وإنخفاض وهبوط له، مثلما يحدث فى حالة الهبــوط التكتــونى بفعل الانكسارات أو الصدوع، ومنها الأودية الإخدودية، وسوف نعــرض لــبعض الاشكال الناتجة عن كل منهما.

فالصدوع Faults عبارة عن كسر يصيب صخور سطح الأرض، حيث تتعرض هذه الصخور لضغوط وحركات باطنية، ونظراً لصلابة الصخور أمام هذه العملية فإن الصخور لا تستجيب لعملية الطيّ والالتواء، لذا يحدث إنكسار فى الصخور، وتنتج ملامح مورفولوجية مرتبطة بحدوث هذه العملية.

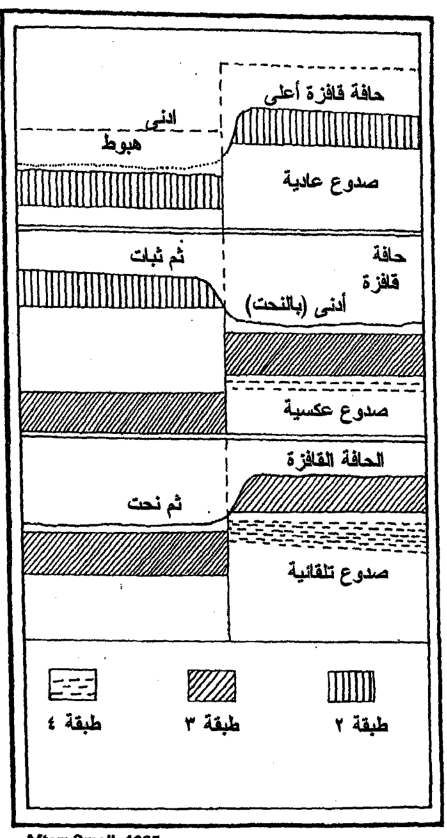
أما الالتواءات Folds فهى عبارة عن طى وثنى للطبقات الصخرية الرسوبية مما يؤدى إلى تغيير وضعها من الهيئة الأفقية إلى هيئة رأسية أو مائلة، وتصبح الطبقات فى هيئة مجعدة، وعلى نطاق واسع. وعادة تتكون الالتواءات فى مناطق الضعف التكتونى فى القشرة الأرضية. وتتكون هذه الالتواءات بسبب حدوث الضغط الأفقى بشكل موازٍ لسطح الأرض فى أحد الجوانب، بينما يكون الجانب الآخر لديه مقاومة شديدة مما يعمل على ارتفاع ما بينهما فى شكل التواءات.

الأشكال الناتجة عن الصدوع

(١) حافات خط الصدوع Fault-Line scarps :

تتعرض بعض المناطق لنشاط حركة التصدع، وينتج عن ذلك هبوط أحد الجوانب وصعود الجانب الآخر، مما يعمل على تكوين حافات جديدة تنشأ بفعل العوامل الباطنية، وعامة تتسم الحافات الصدعية الفردية بشدة إنحدارها، وتبلغ درجة الإنحدار ٢٥° – ٤٠°، كما فى شكل (٣) وتوجد ثلاثة أنواع رئيسية لحافة خط الصدوع أشار إليها سمول (Small, 1985, p.99) منها:

(أ) حافة خط الصدع من النوع العادى normal أو التابع، وهى التى تكونت فى مرحلة مبكرة بعد حدوث حركات التصدع عن طريق إزالة الصخور غير المقاومة، والتى توجد فوق الجزء الهابط من الصدع وينتج عن ذلك حافة تواجه نفس الاتجاه وارتفاع الحافة يماثل تقريباً مقدار الازاحة الرأسية للصدع والتى تعرف بالرمية العليا للصدع upthrow.



After: Small, 1985

أنواع حافات خط الصدع

شكل (٤)

(ب) الحافة الصدعية العكسية obsequent ، وتتكون بعد أن يتم نحت الكتلة التى ارتفعت فى النوع السابق، ويصبح منسوبها أدنى من منسوب الجانب الهابط من الصدع، وذلك بسبب ضعف الصخور، ويصبح إتجاه الحافة فى هذه الحالة مقلوباً.

(ج) الحافة الصدعية التلقائية resequent ، وهى تفسر المرحلة الأخيرة من تطور الحافة الصدعية، وهى تنتج من إنقلاب عكسى لحافة الصدع العكسية عن طريق حدوث نحت مستمر بالاتجاه لأسفل ويكون محكوماً بواسطة أو بمستوى قاعدة آخر لعملية الهبوط، كما يظهر من شكل (٤).

(٢) الأودية الإخدودية Rift Valleyes :

فسر هولمز عام ١٩٦٥ ولخص العلاقة بين الأودية الأخدودية والهضاب المرتبطة بها عن طريق أو بواسطة ارتفاع الهيئة الجبلية إلى أعلى حيث تؤدى عمليات التصدع إلى حدوث ارتفاع على الجانبين، وهبوط ما بينهما، وتكوين أودية إخدودية متسعة نسبياً تبدو فى هيئة منخفضات، حيث يتم تقويض كميات كبيرة فى منطقة الصدع. ومن أمثلة الأودية الصدعية وادى نهر الراين بطول ٣٠٠كم وباتساع ٣٠-٤٠كم، بالإضافة إلى أودية الاخدود الافريقى فى شرقى افريقيا، حيث توجد مظاهر صدعية منخفضة شغلتها مجموعة من البحيرات، وكلها غيرت من ملامح السطح.

وتعتبر ملامح الأغوار Graben والضهور horst من الملامح البنائية الأساسية التى تنتج عن حدوث صدوع متوازية، وتحرك الكتل الصخرية بين كل صدعين متوازيين، فإذا تعرضت الكتلة لحركة هبوط إلى أسفل تكون ملمح الأغوار كما فى وادى عربة ومنطقة البحر الميت بالأردن. أما فى حالة صعود الكتلة الواقعة بين الصدعين فإن هذا يؤدى إلى تكون ملمح جيومورفولوجى مرتفعاً بين مناطق ثابتة أو هابطة على جانبيها وتكون هذه الضهور ملامح تنتج عنها جبالاً أو هضاباً.

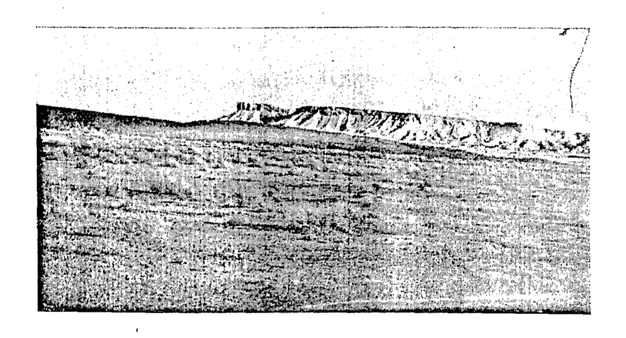
(٣) الكويستا Cuesta :

أول من أشار إلى تعريف علمي للكويستا هو تار (Tarr, 1927, p.505) وبأنه اسم يطلق على مظهر الأرض الذى تكون له وجه شديد الإنحدار a steep face فى أحد الجوانب، والوجه الآخر خفيف الإنحدار، وهذا اللفظ هو أساساً لفظ أسـبانى، وأصبح يشار به إلى المظهر الصخرى غير المتماثل فى إنحدار جانبيه، ويشار إليها بأنها حافات الكويستات، وينتج هذا التغير فى التماثل بسبب ان الطبقة الصلبة التى تغطى سطح الكويستا يكون إنحدارها خفيفاً.

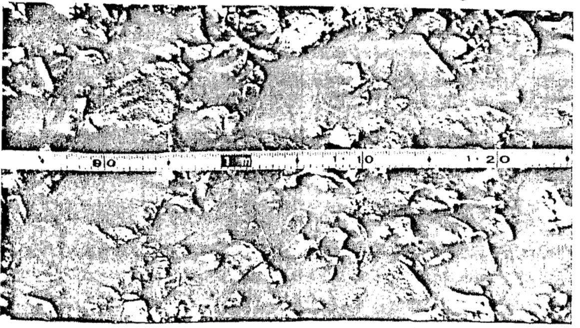
وأهم ما يميز ملامح الكويستات وجود سطحين، أحدهما ذو إنحـدار خفيـف يتمشى مع ميل الطبقات، ويشار إليه عادة بأنه ظهر الكويستا، والثانى يكون إنحداره شديداً وأكبر، ويكون هذا الإنحدار فى اتجاه عكس ميل الطبقات، ويعرف باسم وجه الكويستا. ويتميز ارتفاع الكويستات بأنه يتراوح بين ١٠٠ قدم وبضعة مئـات مـن الأقدام (أبو العينين، ١٩٨٩، ص١٩٧)، انظر صورة (١).

ويبلغ سمك الطبقات المكونة للكويستات ما بين ٧٥-٩٠ متراً، ونجدها إمـا مكونة من الحجر الرملى الصلب شديد المقاومة كما هو الحال فـى جنـوب ويلـد Weald فى بريطانيا، أو تكون معظمها من صخور الحجر الجيرى كما هو الحـال فى معظم الكويستات فى وسط هضبة نجد فى منطقة الحمادة بالوشم شمالى الرياض بحوالى ١٥٠-٢٠٠ كم. وقد يصل سمكها إلى ٢١٠ متراً، وحول هوفر يبلغ سمكها ٢٨٠ متراً.

وتتميز درجات إنحدار الكويستا باختلاف كل مـن إنحـدار وجـه وظهـر الكويستا، وقد اشار أبو العينين (١٩٨٩، ص٢٠٨) إلى أن درجـة إنحـدار ميـل الطبقات dip تكون محدودة، ونادراً ما تزيد عن ١٥°، وإذا زادت عن ذلـك فإنـه نكون قد خرجنا عن ظاهرة الكويستا وظهرت أشكال أخرى تعرف باسـم ظهـر الخنزير Hogbak. وقد تنخفض درجات إنحدار الميل عن ذلك، حيث وجـد أن



صورة (١) الحافة الغربي لجبل طويق وهو أساساً كويستا والكويستات الأصــغر إلى القرب منه



صورة (٢) نموذج للأرصفة الصحراوية فى منطقة ضلع العبيد وسط هضبة نجـد - بالحمادة - بالمملكة العربية السعودية

انحدارها فى منطقة برغستون دون Brighstone Down فى بريطانيا اقل من ٤°، وبلغ متوسط إنحدار مجموعة الكويستات فى منطقة الحمادة وسط هضبة نجد ٧,٥°.

وتغطى الكويستات مناطق محدبة فى هيئة تموجـات، أجزاؤهـا المحدبـة والبارزة تكون صخرية وتُكَوِّن الكويستات، بينما السطوح الإرسـابية تكـون فـى المواضع المقعرة، ويتحكم فى ذلك البنيـة الجيولوجيـة (Mabbutt, 1977, p.144)، وهى عامة تنشأ وتتكون فى مناطق صخورها ليست أفقية، بل لها درجة من الميل تعرف بميل الطبقات، وتتسم الطبقات الصخرية بعدم التوافق، حيث ترتكز صخور جيرية مثلاً فوق صخور الحجر الرملى، أو أية طبقات لأنواع أخرى من الصخور، وتكون المحصلة هو وجود تعاقب بين الطبقات الصلبة واللينة، وكل هـذا يـساعد على شدة النحت فى أحد الجوانب وهو وجه الكويستا مكوناً بذلك وجهاً مختلفاً عن ظهر الكويستا.

أما إنحدار وجه الكويستا فقد وجد أنه يكون كبيراً، مثلما الحال فى كويستات منطقة الحمادة فى وسط هضبة نجد الذى يختلف حسب المرحلة التطورية ومرحلة نحت الكويستا، ويتراوح ما بين ٢,٨°– ٢٨,٢°، والمتوسط العام لانحـدار الوجـه ١٠,٨°.

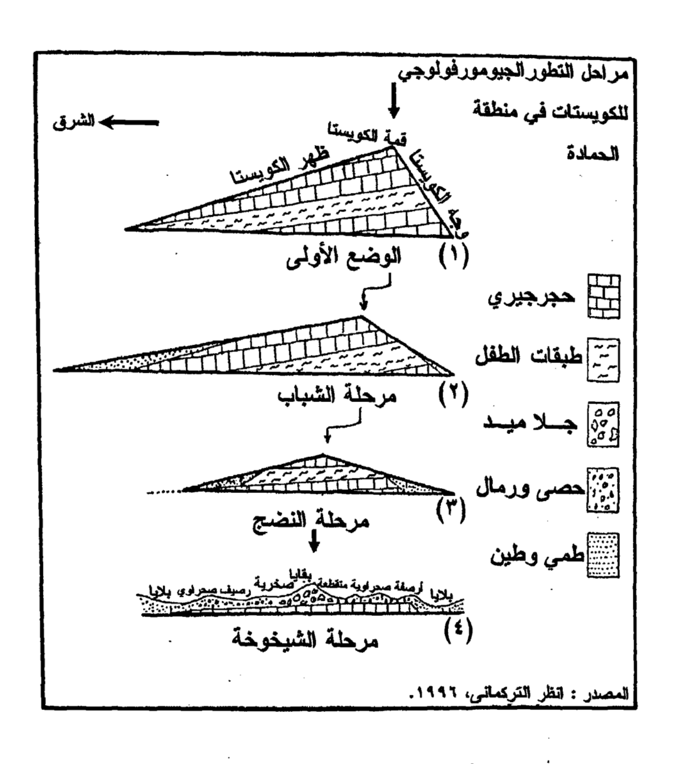
ومن الدراسة الميدانية للمؤلف لأشكال الكويستات فى منطقة الحمادة وسـط نجد بالمملكة العربية السعودية لاحظ الباحث أنها تمر بمراحل تطور نحتى. فمنهـا الكويستات التى تكون فى **مرحلة الشباب** Youth والتى تتميز بشدة الارتفاع، وكبر المساحة نسبياً، وزيادة درجات إنحدار كل من وجه وظهر الكويستا.

ونتيجة تعرض حافة وجه الكويستا لعملية تراجع الحافات recession تتقلص المساحة، وتزيد مسافة طول الوجه – وهى المسافة الواصلة بـين قمـة الكويـستا وأدنى منسوب عند قاعدة حافة الوجه – بسبب نقص وانخفاض الميل، وتقل طـول مسافة ظهر الكويستا بسبب حركة زحزحة قمة الكويستا باتجاه ظهـر الكويـستا، وتعرف هذه المرحلة **بمرحلة النضج**Mature stage .

أما مرحلة الشيخوخة old stage وهى المرحلة الأخيرة فـــى دورة تعريـــة ونحت الكويستات، فإنه يقل ارتفاع الكويستات إلى أدنى حد ممكن، ويقل الاتساع أو عرض الكويستات بشكل واضح، وتشتد عملية تخفيض سطح الكويستا بسبب النحت المائية لبعض المجارى المائية التى تنحدر مع الميل العام والتى تعرف بالمجـــارى التابعة، ونحت الرياح فى الفترات الجافة. كما تقل درجات الانحدار علـــى جـــانبى الكويستا، سواء إنحدار وجه الكويستا أو ظهرها، ويصبح مظهر سطح الكويستا فى هيئة مقعرة لأعلى فى مرحلة الشيخوخة، بعد ما كان سطحها يأخذ هيئة محدبة إلى أعلى فى مرحلة الشباب (التركمانى، ١٩٩٦، ص ص ٤٦-٥١). وقد وجد المؤلف من دراسته للكويستات فى هضبة نجد أن الكويستات فى نهاية مرحلة الشيخوخة فى البيئات الجافة يتحول سطحها فى النهاية إلى مواضع متفرقة من بلايـــا وأرصـــفة صحراوية.

(٤) **تكوين المسطحات البحرية**، حيث أن الصدوع قد تكون إقليمية كبرى، وقـــد تكون من نوع الهورست التى يهبط ما بينها من صخور، تطغى عليها الميـــاه وتكون بحاراً وخلجاً، ومنها خليج العقبة، والبحر الأحمر، وخليج كاليفورنيـــا، وخلجان الساحل الشمالى لتونس والجزائر.

(٥) **الشلالات**: يعمل الصدع الذى يؤدى إلى رفع أجزاء، وهبوط أجزاء أخرى فى مجرى النهر وبشكل متعامد على المجرى على هبوط النهر من الأجزاء العليا إلى الأجزاء الهابطة من الصدع downthrow، فيتكون نتيجة لذلك شلال فـــى مجرى النهر.



المراحل الجيومورفولوجية التطورية لنحت وتقويض الكويستا

شكل(٥)

الأشكال الناتجة عن الإلتواء

(١) الجبال الالتوائية :

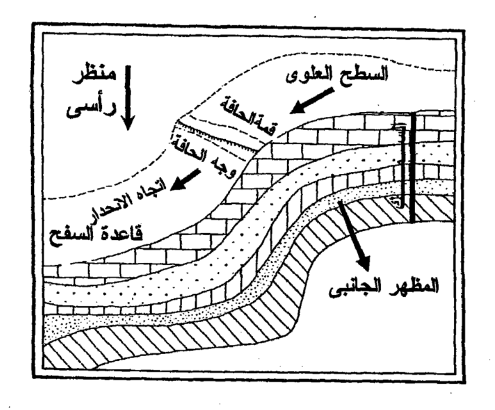
تعمل الحركات الباطنية البطيئة من نوع الالتواءات علـى رفـع مكونـات الهيمالايا وتكوين سلاسل جبلية، ولذا فإنها تعمل على ارتفاع التـضاريس وزيـادة منسوب السطح. فعلى سبيل المثال ترتفع جبال الهيمالايا فى الهند بمعدل يصل إلى ١ مللميتر/ السنة، وترتفع جبال زاجروس وجبال مكران فى إيـران ٢ مللميتـر/ السنة، وقد تزيد فى زاجروس إلى ١٠ ملليمتر، وقد تصل إلى ١٥ ملليمتر فى جبال الهيمالايا فى بعض المناطق (Rendel, 1977, table 2.2).

(٢) حافات الطية وحيدة الميل Monoclinal fold scarps :

هى عبارة عن حافات نشأت نشأة تكتونية نتيجة حدوث التواء أدى إلى ميـل الطبقات ميلاً خفيفاً أو متوسطاً، وأصبح ميل الطية أو إنحدارها فى إتجـاه واحـد. وتمثل هذه الملامح ظروفاً بنائية نتيجة حدوث حركة تكتونية، حيـث يـتم هبـوط للطبقات الصخرية فى هيئة ملتوية وليست منكسرة. ومن أمثلة هذه الملامح تلـك التى تظهر فى هضبة كلورادو، حيث توجد أطول حافة بطول ٤٠٠كم.

وفى محاولة لمقارنة حافات الطيات وحيدة الميل مـع الحافـات الـصدعية السابق ذكرها. نجد أن هذه الحافات لا يحدث بها زحزحة للصخور بينمـا تحـدث زحزحة للصخور فى حالة تكوين الحافات الصدعية. والفارق الثانى هو أن حافات هذا النوع من الطيات بها اتصال للطبقات صخرية، بينما يحدث انفصال صـخرى فى حالة تكوين الحافات الصدعية بسبب حدوث الزحزحة، والفارق الثالث هـو أن حافات الطيات مستمرة فى تكوينها حتى الآن، بينما الحافـات الـصدعية تخـضع لظروف خاصة لتكوينها.

(٣) **بناء الجزر البحرية** : حيث تعمل الزلازل على الإخلال بالطبقات السطحية تحت قاع البحار والمحيطات، مما يؤدى إلى اختفاء أجزاء مـن الجـزر، أو جزر باكملها، وقد تعمل هذه الحركة على رفع القاع وظهوره فى صورة جزر مثال ذلك ما حدث لحزيرة كاراكاتوا Krakatoa فى اندونيسيا. وتكونت أيـضاً جزيرة جديدة فى البحر المتوسط فيما بين صقلية وقارة افريقيا (جزيرة خريطة جراهام) نتيجة حدوث زلزال فى قاع البحر المتوسط فى ابريل عـام ١٨٣١م بارتفاع ١٢ قدم عن مستوى البحر ثم ارتفعت إلى ٢٠٠ قدم، وإلى ٦٠٠ قـدم فى المرة الثالثة (Tarr & Martin, 1914, p.450).



الطية وحيدة الميل

شكل (٦)

الفصل الثالث

عمليات التجوية وإعداد الصخر

عمليات التجوية وإعداد الصخر

تعتبر العوامل الخارجية ذات تأثير فعال فى تشكيل ملامح السطح. وتبدأ العوامل الخارجية أولاً بإعداد الصخر عن طريق عامل المناخ من حرارة ورطوبة وجفاف وإشعاع شمسى وتكوين ظاهرة الصقيع وحدوث التجمد، وتتضافر كلها معاً لكى تجعل الصخر قابلاً لأن ينقله أى عامل متحرك سواء الرياح أو المياه الجارية أو الجليد أو المياه الباطنية. وقد تنقل الصور المفتتة بفعل عامل الجاذبية الأرضية التى تعمل على هبوطه وتحركه من أعلى إلى أسفل. ولهذا يجب أن نفرد دراسة لعمليات التجوية والتى تعطى أبعاداً لإمكانات نحت الرواسب ونقلها من مواضعها وتخفيض السطح، وإرساب المواد المنقولة إلى مناطق أخرى لبناء أشكال جديدة وتعديل السطح.

التجوية Weathering :

تنقسم التجوية إلى قسمين كبيرين هما التجوية الميكانيكية والتجوية الكيميائية، وكل قسم منهما يتم بعدة طرق، بحيث يقف وراء كل طريقة عنصر أو عامل فعال، ولذا يمكن أن نتعرف على كل قسم من أقسام التجوية، من حيث العمليات الجيومورفولوجية التى تتم، والآثار التضاريسية الناتجة، وتغير ملامح السطح من خلال هذه العمليات.

ويقصد بالتجوية عملية تفكك الصخور إلى أجزاء أصغر، وتحللها أيضاً إذا وجد ما يؤدى إلى عملية التحلل، وقبل أن نخوض فى أنواع التجوية نحاول التعرف على الضوابط الجغرافية التى تحكم عملية التجوية، ومنها صلابة الصخر، والمركب المعدنى للصخور، ومدى تقطع الصخر، والمناخ والتضاريس.

(١) صلابة الصخر Hardness : فمن المعروف أن الصخور تتباين فى أنواعها وتركيبها ومكوناتها وبالتالى ينعكس ذلك على درجة صلابته. وعلى أساس

التركيب المعدنى وأثره فى تباين صلابة الصخور. وتقسم الصخور حسب مقياس موه Moh لدرجة الصلابة إلى درجات من ١-١٠. وهناك بعض المعادن التى تكسب الصخر درجة صلابة نسبية مثل الجبس ودرجته ٢، والكالسيت ودرجته ٣، بينما تشتد الصخور التى تحتوى على معادن الأورثوكلاز والفلسبار ودرجة صلابتها ٦، والكوارتز درجة صلابته ٧ (Small, 1985, p.18) وكلما زادت درجة صلابته قلت معها درجة استجابة الصخر لعمليات التجوية المختلفة.

لهذا نجد مثلاً أن الصخور النارية تتسم بالصلابة، حيث أن معظم معادنها تتركب من الفلسبار والكوارتز، كما أنه تترابط وتتماسك معادنها مع بعضها أثناء برودتها وأثناء عملية تبلورها.

وعلى العكس من ذلك نجد أن الصخور الرسوبية أساساً هى عبارة عن أجزاء وحبيبات متجمعة ارتبطت مع بعضها بمادة لاحمة، ومن هنا فإنها أصبحت أكثر ليونة من الصخور النارية. فصخور الحجر الرملى مثلاً تتكون من حبيبات الكوارتز، ونظراً لأن المادة اللاحمة بين الحبيبات تتسم بالليونة لذا أصبحت صخوراً ضعيفة، والمادة اللاحمة لها عادة تكون من أكاسيد الحديد أو كربونات الكالسيوم.

(٢) **المركب الكيميائى للصخر** : يؤثر هذا المركب بدرجة أساسية على مدى مقاومة الصخور للتحلل الكيميائى، وقد يكون عاملاً مساعداً على حدوث أو إتمام التجوية الميكانيكية. وكما نعرف أن المعادن المكونة للصخور تختلف فى ألوانها، وفى درجة امتصاصها للطاقة أو لأشعة الشمس، وبالتالى تتباين فى درجة التمدد والانكماش. فالصخور التى تتكون من معادن قاتمة اللون مثل البازلت، والجبرو، والسربنتين تسخن بسرعة وتتمدد بدرجة أسرع من المعادن ذات اللون الفاتح التى تميز الحجر الجيرى أو الطباشيرى مثلاً، حيث

أن النوعين الأخيرين يعكسان الأشعة وبالتالى تسخن الصخور ببطئ ونتيجة لكل ذلك تختلف معدلات التجوية فى أنواع الصخور المختلفة فى معادنها.

(٣) **تقطع الصخر:** تتعرض الصخور دائما لحدوث الصدوع والفواصل والتشققات والتى تعمل كلها على إنفصال الصخر، وإضعاف مُقاومته، مما يسهل عملية تفككه إلى أجزاء بسهولة، وتزيد من السطح المعرض للتجوية الكيميائية أيضاً لأنها تتعرض للهواء وللرطوبة فتمارس المياة عملها، ويعمل الاكسجين على تأكسد الصخر، لهذا نجد أن الأودية الجافة والحفر الغائرة، والممرات الموجودة تحت السطح كلها تسير مع فوالق وفواصل وترتبط أساساً بالصخور الجيرية القابلة للتجوية الكيميائية بفعل الإذابة، بينما الصخور الجرانيتية الكثيرة الفواصل تتعرض للتجوية الكيميائية فى هذه المواضع وتتكون بذلك الكتل المكعبة، والكتل ذات السطوح الأفقية.

(٤) **المناخ :** يؤثر المناخ على عملية التجوية بشكل واضح حيث تعتمد عمليات التجوية الميكانيكية والكيميائية على عناصر المناخ مثل الحرارة وأشعة الشمس، والأمطار، فحدوث عمليتى التجمد والذوبان هى نتيجة مباشرة لانخفاض الحرارة ليلاً أو شتاء وارتفاعها نهارا أو صيفا. كما أن التجوية بالإشعاع الشمسى Insulation تتطلب تغيراً فى درجات الحرارة من حيث ارتفاعها نهارا وانخفاضها ليلاً. أما التجوية الكيميائية فنجدها تتضاعف كلما ارتفعت درجة الحرارة ١٠° (Small, 1985, p.25) والمناخ الرطب المطير تزداد فيه فعالية الأمطار، حيث أن الأمطار تكون ضرورية لعمليات التحلل، والتأدرت، والتكربن.

أولاً: التجوية الميكانيكية Mechanical Weathering :

هى عملية تفكك الصخر إلى أجزاء أصغر وأحجام، وتضاريس قليلة بالتدريج، دون حدوث أية تغيرات فى خصائص وصفات المعادن المكونة للصخور،

ويتم ذلك بطرق عديدة، منها التجوية بالاشعاع الشمسى، وتتم هذه الطريقة بطريقة ميكانيكية تعرف بالتمدد والانكماش، وفى العروض الباردة والمعتدلة تحدث التجوية بفعل تكون الصقيع، كما أن المناطق ذات الصخور الجيرية والمنفذة للمياه والتـــى تتوزع فى مناطق مطيرة تحدث تجوية ميكانيكية بفعل المياه الباطنية، بالإضافة إلى التجوية الملحية.

التجوية بالاشعاع الشمسى insulation weathering :

تتأثر الصخور بالاشعاع الشمسى فى الصحارى، والتى يحدث لها تمدد بسبب ارتفاع الحرارة اليومية بدرجة تكون كافية لأن يسبب هذا التمدد ضغطاً يفوق قـوة شد الصخر.

وتتأثر هذه التجوية بالتغير الشديد فى درجات الحرارة يومياً بـين حـرارة النهار والليل، والتباين فى المعدلات الشهرية بين الصيف والشتاء فـى المنـاطق الصحراوية، حيث يؤدى تعاقب عمليات التسخين والتبريد إلى تجويـة موضـعية وحدوث تفكك للصخور.

وحينما تتعرض الصخور للاشعاع الشمسى فإن الأجزاء الخارجية للطبقـات العليا يحدث لها تمدد، وإذا كانت فعالية التمدد الجانبى منعتهـا المـواد المحيطـة ومنعتها من التمدد بها فإن الضغط الجانبى الأفقى سوف يتطـور عـن طريـق الطبقات الساخنة المرتفعة الحرارة. وفى أثناء الليل يتوقف الوراد من حرارة أشعة الشمس، ويبدأ سطح الأرض فى فقد الطاقة وإشعاع ما تبقى به من طاقة، فيحـدث تبريد، ولا يمكن للصخر الذى تمدد وانفصل أن يعـود للالتـصاق مـرة أخـرى بالصخر، ولذا فإن الشقوق لابد أن يتبعها شقوق أخرى، **(Goudi, 1997, p.25)**.

ويلاحظ من جدول (١) أن الصخور تختزن الحرارة أو تمـتص مكوناتهـا المعدنية الطاقة الشمسية، مما يعمل على رفع درجة الحرارة بمقـدار كبيـر فـى

الصخور خاصة نهاراً بمقدار يتراوح بين ١,٣-١,٨ قدر درجة حرارة الهواء الملامس لها. وتتباين الصخور فى درجات الحرارة، ولكنها عامة تزيد عن ٥٠°م وتصل قرابة ٨٠°م.

وينتج عن تأثر الصخور بالتجوية بالاشعاع الشمسى عملية تقشر الصخور exfoliation، حيث ينفصل الصخر فى هيئة قشور متتابعة نتيجة تمدده وعدم عودته لصورته الأصلية، خاصة فى الصخور الجيرية والصخور الجرانيتية.

جدول (١)

نماذج لأنواع الصخور فى الصحراء وتباين درجات حرارتها

نوع الصخر	المنطقة	درجة حرارة الهواء (مئوية)	درجة حرارة الصخر (مئوية)
البازلت	تبستى	٤٧	٧٨,٥
الحجر الرملى	تبستى	٤٧	٧٨,٨
الحجر الرملى	كراكورم	٤١	٥٤
طين طمى	صحراء أريزونا	٤٩,٧	٧١,٥

After Goudi, 1997, p.28.

وقد وجد أن عملية تكسير الصخر إلى شظايا وأجزاء مفككة بفعل التجوية الميكانيكية تزيد من السطح المعرض للتجوية فيزداد نشاطها، وهذا كله يسهل عملية التجوية الكيميائية والتجوية الميكانيكية بفعل الكائنات العضوية. فإذا فرض أن لدينا كتلة مكعبة حجمها (١م٣) متر مكعب واحد، فإن سطحها يبلغ مساحته ٦م٢ وإذا تكسرت إلى أجزاء صغيرة فإن المليمتر المكعب الواحد منها سوف يزيد السطح إلى (٦,١)٩ ملليمتر مربع أو يصل إجمالى السطح نحو ٦٠٠ متر مربع (Emiliani,1995, p.310).

التجوية بالصقيع :

فى مقابل حدوث التجوية بالإشعاع الشمسى فى العروض الحارة، خاصة الصحارى والمناطق الجافة منها، نجد أن التجوية بالصقيع تحدث فى غالبية الأحوال فى العروض المعتدلة والباردة، وذلك عن طريق عملية تعرف بالتجمد والذوبان Freez & Thaw. فانخفاض درجة الحرارة إلى الصفر المئوى تعرف مناخياً بأنها حالة صقيع حتى ولو لم يتكون الصقيع نفسه، وتكون الظروف مهيأة لحدوث التجمد إذا توافرت كميات كبيرة من الرطوبة أو المياه، وهى تحدث ليلاً، وفى فصل الشتاء. وإذا حدث تجمد للمياه تزيد بمقدار ١٠%، ويسبب ذلك زيادة الضغط على الصخور فتزيد الشقوق إتساعاً، وبتكرار العملية مع كثرة الشقوق تنفصل الكتل الصخرية.

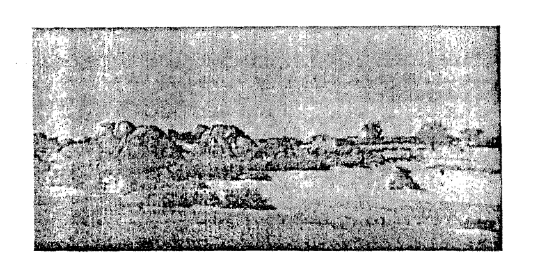
وتعتمد معدلات التجوية على ظروف الحرارة المحلية، والرطوبة، وحمولة الهواء، والتركيب الكيميائى لمياه الأمطار. ويتضح ذلك من جدول (٢) فالتجوية فى الأقاليم الجبلية ينتج عنها إنهياراً أرضياً وحركة للكتل لتستقر عند قاعدة السفح.

ويلاحظ أن صخور الجرانيت أشد مقاومة للتجوية ويتم تجويته ببطئ، يليه البازلت الذى يزيد إلى عشرة أمثال المعدل فى البيئة الباردة، حيث يبلغ ١٠ ميكرون / ١٠٠٠ سنة بينما يزيد معدل تجوية الرخام إلى ضعف هذه القيمة، حيث أنه صخر متحول من جهة، وأصله صخور رسوبية من جهة أخرى، ولذا يصل معدل تجويته إلى ٢٠ ميكرون / ١٠٠٠ سنة.

أما تأثير عنصر الحرارة فيظهر أيضاً فى الصخور المختلفة، فإذا كانت المنطقة حارة وبها صخور كل من الجرانيت والبازلت والرخام معاً فى نفس المنطقة، فإن الجرانيت نجده أقلها فى التجوية ومعدل تجويته ١٠ ميكرون / ١٠٠٠ سنة، ويزيد إلى عشرة أمثال فى صخور البازلت وإلى ٢٠ مثل فى حالة صخور الرخام، هذا ويلاحظ من الجدول أيضاً تأثير الحرارة المرتفعة والرطوبة على التجوية، حيث بزيادتها تزداد معدلات التجوية إلى عشرة أمثال التجوية فى المناطق



صورة رقم (٣) عملية التجوية الميكانيكية والكيميائية وتكسر الحجـر الجيـرى أعلى سطح جبل طويق شمال الرياض بـ ١٨٠كم



صورة رقم (٤) نموذج لتجوية الصخور الجرانيتية شمال خانق سبلوكة قرب حلة العبيد بوادى النيل، (التجوية الكروية)

الباردة، نظراً للتباين الحرارى وزيادة كمية الاشعاع الشمسى من جهة، وزيادة كمية الامطار ونسبة الرطوبة من جهة أخرى، كما فى شكل (٧).

الفعل الميكانيكى للمياه الباطنية :

لا تظهر عمليات ميكانيكية بشكل واضح فى التجوية بفعل المياه الباطنية الا فى عملية التجمد والذوبان. وينتج عن ارتفاع المياه إلى السطح أو تسربها إلى الباطن حدوث عملية قلقة في الصخر وتكون مسئوليته مسئولية كاملة عن إضعاف الصخر، وتكوين التربة فوق المنحدرات. وتعتبر عملية التجوية والصور الأخرى للعمليات التى تحدثها المياه الباطنية مسئولة عن حدوث عدم الثبات الناتج عن هبوط الكتل الكبيرة الحجم من أعلى إلى أسفل بفعل الجاذبية الأرضية، والتى تتم بسرعة وبطريقة غير مرئية (Tarr & Martin, 1914, p.97) وتعتبر الانهيارات الأرضية من أكثر العمليات انتشاراً فى المناطق التى تتعرض للتجوية بواسطة المياه الباطنية ونشاطها لفترة طويلة بسبب التسرب، وبالتالى الهبوط بكميات كبيرة نتيجة تضافر كل من التجوية مع عامل الجاذبية الأرضية.

التجوية بالعامل الحيوى :

يلاحظ أن النباتات تدب بجذورها فى أية رواسب، وفى أثناء نموها تصل الشعيرات الجذرية إلى سطح الصخر الواقع أسفل الطبقات المفككة، كما هو الحال فى العروض المدارية التى يبلغ جذور النباتات هناك عدة أمتار، وقد تنمو الجذور فى الشقوق الصخرية، وكل ذلك ينتج عنه ضغط ، ومع كثرة حدوثه يؤدى إلى زيادة تشقق الصخور، وإتساع الشقوق وتفتت الصخور، كما أن هذه العملية تساعد العوامل الأخرى فى تفتيت الصخر.

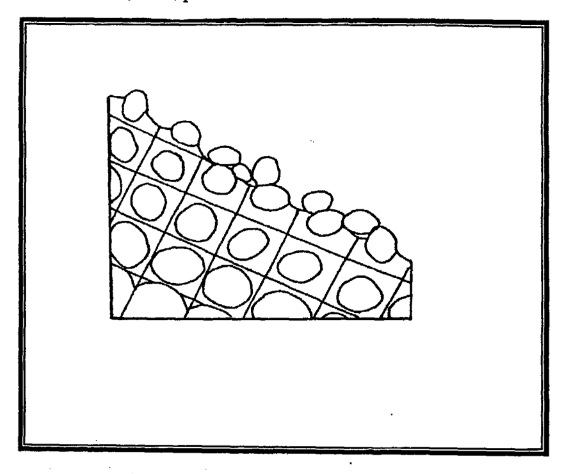
ويسهم الحيوان أيضاً فى عملية تفتيت الصخر وتفككه، وذلك عن طريق احتكاك أظلاف الحيوان بالصخور، أو عن طريق ما تقوم به بعض الحشرات

جدول (٢)

معدلات التجوية فى سطح الصخر ميكرون / ١٠٠٠ سنة

نوع الصخر	نوع المناخ	
	بارد	حار ، ورطب
الجرانيت	١	١٠
البازلت	١٠	١٠٠
الرخام	٢٠	٢٠٠

After Emiliani, 1995, p.313



طريقة تجوية الجبال ذات الصخور الجرانيتية

شكل (٧)

والديدان والقوارض من تفتيت الصخر. وكثيراً ما نجد أن حشرة مثل النمل تقــوم بعمل أشكال جيومورفولوجية فى هيئة تلال تعرف باسم تلال النمل، وبارتفاعــات تصل إلى ٣-٤ أمتار. ويظهر هذا الملمح فى كردفان فــى جمهوريــة الــسودان، خاصة على جانبى الطريق إلى مدينة الأُبَيِّض

التجوية الملحية salt weathering :

تتأثر الأملاح فى الصحارى بدرجات الحرارة، حيث أن الأملاح التى توجد فى شقوق وفجوات الصخر قد يكون لها معامل تمدد أكبر من معامل تمدد المعادن المكونة للصخور. مثال ذلك أنه إذا ارتفعت درجة الحرارة من الصفر المئوى أو قريبــاً منــه ووصولاً حتى ٦٠م° فإن الهاليت يتمدد بنسبة تصل إلى ٠,٥% بينما لا يزيــد تمــدد المعادن المكونة لصخور الجرانيت عن ٠,٠-٠,٢٠% (Goudi, 1997, p.33).

وتحدث التجوية الملحية بشكل واضح فى المناطق الجافة فــى الــصحارى، حيث أنه بسبب ارتفاع الحرارة، يحدث التبخر، وتتركز الأملاح وينتج عن تكونها ضغوط تتم ممارستها عن طريق تبلور الملح وتحوله من الحالة الذائبة فى المسافات البينية الضيقة إلى شكل صلب. ونمو البللورات يسبب ضغطاً. وتتأثر هذه التجوية بعاملين آخرين هما : الضغوط التى تمارس بفعل تمدد أملاح عديدة فى الفراغــات الضيقة حينما يتم تسخينها، والضغوط الناتجــة عــن حــدوث تــأدرت أو تمــوء hydration لبعض الأملاح الموجودة فى الفراغات بين مكونات الــصخر، وأكثــر الأملاح فى هذه العملية هى الكربونات، والسلفات، والكلوريدات لكل من الصوديوم والكالــسيوم والمغنــسيوم والبوتاســيوم والبــاريوم. (Cooke & Smalley, 1968, p.1220) وكثير من المعادن يكون لها معامل تمدد عاليــاً، فالجرانيــت وكربونــات الكالسيوم أقلها تمدداً، وأكبرها تمدداً على التوالى.

ثانياً : التجوية الكيميائية Chemical Weathering :

تختلف التجوية الكيميائية عن التجوية الميكانيكية فى أن هذه العملية تؤدى إلى تغيير فى المعادن المكونة للصخر، وأن الصخر قد تختفى مكوناته المفككة فى صورة مذابة بين جزئيات المياه، وقد تؤدى التجوية الكيميائية إلى مجرد اضغاف الصخر لتساعد بذلك العوامل المتحركة والتى تمثل عوامل نحت. وتتم التجوية الكيميائية بعدة طرق منها التأكسد، والتكربن، التموء أو التأدرت، والإذابة.

التأكسد Oxidation: وهى عملية إتحاد عنصر الاكجسين مع العناصر المعدنية الموجودة بالصخر، خاصة المعادن التى تكون قابلة للتأكسد مثل عنصر الحديد، حيث يتفاعل الاكسجين الجوى مع خامات الحديد وينتج عن ذلك تكون أكسيد الحديد، ويميل لون الصخر إلى اللون البنى أو الأصفر نتيجة لذلك. كما يتكون أيضاً أكسيد المنجنيز فى الصخور التى تحتوى على عنصر المنجنيز.

وتحدث عمليات التأكسد فى الصحارى، ويتكون ما يعرف باسم ورنيش الصحراء desert vernish وهو عبارة عن اكتساب الصخور فى الصحارى اللون البنى بمختلف درجاته، ويساعد هذا اللون أيضاً على زيادة معدل امتصاص الصخر لأشعة الشمس،فيزيد ذلك من حرارة الصخر، ويؤدى بذلك تضافر العمليات الكيميائية والميكانيكية فى تكسير وتفتيت الصخر. يضاف إلى ذلك أيضاً أن عملية تعاقب البلل والجفاف يؤدى إلى إحمرار الرواسب الصحراوية الحديثة ، وإحمرار التربة (Cooke & Warren, 1973) وعادة يتم تأكسد القشرة الخارجية المكونة للصخر والتى تكسبه ورنيش الصحراء بسمك يتعمق لبضعة ملليمترات قليلة، مما تعمل على إضعاف اسطح الصخر وتسهل عملية نحته.

التكربن Carbonation : وهى العملية الكيميائية الثانية التى يتم تجوية الصخر بها، وذلك فى وسط مائى. ويحدث أن يتفاعل ثانى أكسيد الكربون الموجود فى الهواء (الجوى) مع الصخر مثال ذلك إذا اتحد عنصر كربونات الكالسيوم فى

وسط مائى فإن ثانى أكسيد الكربون يعمل معهما وينتج عن ذلك تكوين بيكربونات الكالسيوم، وهى مواد صخرية مختلفة عن كربونات الكالسيوم الأصلية.

وتتأثر عملية التكربن بدرجات حرارة المكان الذى تتم به هذه العملية، فكلما ارتفعت درجة الحرارة تدريجياً فإن نسبة ثانى أكسيد الكربون تقل تدريجياً وبالتالى تضعف عملية التكربن، ويتضح ذلك من جدول (٣).

وإذا اعتبرنا أن نسبة ثانى اكسيد الكربون عند الصفر المئوى تبلغ ١٠٠% كرقم قياسى، فإنه بارتفاع الحرارة تقل نسبة ثانى اكسيد الكربون تدريجياً حتى تصل إلى ٥٠% عند ٣٠°م، ٣٤% عند درجة حرارة ٤٠°م للمياه، كما يوضحا جدول (٣).

جدول (٣)

العلاقة بين درجة الحرارة ونسبة الكربون المذاب بالمياه

درجة الحرارة بالمئوى	ثانى اكسيد الكربون
صفر	١٠٠%
١٠	٧٨
٢٠	٦١
٣٠	٥٠
٤٠	٣٤

After Drew, 1985, p.22

التأدرت :Hydration

ويطلق عليها البعض اسم التموء، وهو عبارة عن اتحاد عناصر المياه بين الأجزاء المكونة للصخر، وتحدث هذه العملية فى أنواع متميزة من الصخور مثل الميكا والفلسبار.

وفى عملية التأدرت تحدث الزيادة فى سلفات الصوديوم وكربونات الصوديوم قد تتجاوز نسبتها ٣٠٠%. وقد تتغير صور بعض الأملاح التى توجد فى درجات الحرارة المرتفعة بدرجة كبيرة فى الطبيعة (Goudi, 1997, p.33) والحجر الرملى مثلا الذى يحتوى على عنصر الميكا يتم تجويته ويتكسر الحجر الرملى إلى حبيباته الأصلية.

الإذابة Solution :

تعتبر عملية الإذابة من العمليات الكيميائية التى تحدث للصخور، وذلك حسب نوع المعادن. فهناك معادن قابلة للذوبان وأخرى مقاومة لعملية الإذابة. فالجير (كربونات الكالسيوم) قابل للذوبان، بينما الرمل (الكوارتز) يكون مقاوماً للإذابة.

وتستمد المواد الذائبة إما من الرواسب المفككة على سطح الأرض والتى تكون التربة أو العمود الرسوبى، أو تستمد من الصخور نتيجة تعرضها المباشر لعملية الإذابة للصخور فى أحواض التصريف أو فى مناطق الكارست حيث المياه الباطنية تذيب الصخور. وعامة تزيد عملية الإذابة والنحت الناتج عنها مع زيادة الأمطار، وزيادة الجريان السطحى فى أحواض التصريف.

وتختلف الصخور فى معدل الإذابة فقط من نوع لآخر، فالصخور النارية والمتحولة معدل إذابتها صغيراً ويبلغ ٠,٥ – ٧ ملليمتر/ ١٠٠٠ سنة. أما الحجر الرملى القديم فقد يزيد مداه عن ذلك ليتراوح بين ١,٥ – ٢٢ ملليمتر/ ١٠٠٠ سنة حيث أنه يسهل تفككه وبالتالى فى إذابته يكون كبيراً، ويقترب منه معدل إذابة الحجر الرملى الذى يرجع إلى الزمن الثانى والثالث وبمعدل ١٦-٣٤ ملليمتر/ ١٠٠٠سنة. أما الصخور الطباشيرية فتذوب بمعدل ٢٢ ملليمتر / ١٠٠٠ سنة، بينما تزيد صخور الحجر الجيرى عن ذلك ليتراوح معدل اذابتها ٢٢-١٠٠ ملليمتر، كما فى جدول (٤).

جدول (٤)

تقدير معدل النحت والتخفيض بفعل الإذابة فقط للصخور

نوع الصخر	معدل التخفيض مم / ١٠٠٠ سنة
صخور ما قبل الكمبرى	٠,٥ –٧
الميكا- شست	٢ – ٣
الحجر الرملى القديم	١,٥ – ٢٢
الحجر الرملى فى الزمن الثالث	١٦ – ٣٤
التلال الجليدية	١٤–٥٠
الطباشير	٢٢
الحجر الجيرى	٢٢–١٠٠

After Waylen, 1979,

أما تأثير عامل الانحدار فإنه يزيد من معدل نحت الصخور. فإذا وصل انحدار المنطقة إلى ١٠° فإن السفوح ذات النبات الطبيعى يتم نحتها بمعدل ١٠–٢٠ طن / هـ/ السنة، وإذا كانت تخلو من النبات يصل معدل النحت إلى الضعف ٢٠–٤٠ طن /هـ/ السنة. وإذا زاد انحدار الأرض إلى ٢٤° زاد معدل النحت إلى ٥٠ طن/ السنة/ هـ (Finch et al.,1959, p.219).

وتؤثر درجات الحرارة أيضاً على عملية الإذابة، ولذا فإن إذابة عنصر مثل ثانى اكسيد الكربون Co_2 فى المياه يعتبر دالاً على الحرارة. فإذا كانت درجة الحرارة ١٠°م وصلت الكمية المذابة فى المياه ٣,٣٥ جرام/ اللتر، وإذا زادت إلى ١٢°م قلت الكمية المذابة إلى ١,٩٢ جرام/ اللتر، وإذا ارتفعت الحرارة ضعف القيمة الأولى ووصلت إلى ٢٥°م قلت الكمية المذابة إلى اقل من النصف وأصبحت لا تزيد عن ١,٤٥ جرام/ اللتر. لهذا فإنه إذا زادت الحرارة وانخفض الضغط تقل فعالية الأمطار الساقطة فى عملية التحلل (Emiliani,1995, p.310).

ومن نتائج التجوية الكيميائية :

(١) تحدث إذابة للكتيونات: الصوديوم، والمغنسيوم والبوتاسيوم والكالسيوم والحديد والسليكا.

(٢) تتخلف عن عمليات التجوية سليكات الألومنيوم، وذلك فى صورة طين Clay.

(٣) تتخلف الأكاسيد لأنها مقاومة للنحت الكيميائى.

(٤) يستمد الكاولينيت من التجوية العميقة للفلسبار وسليكات الألومنيوم الأخرى، ولذلك تسود معادن الطين فى العروض الدنيا.

(٥) حدوث عملية الإحلال والتحجر Petrifaction : حيث أنه عادة ما تدخل المياه الباطنية بين الصخور وتحدث بها تغيرات كثيرة بفعل الإذابة والترسيب، وتعتبر عملية إحلال أحد المعادن على سبيل المثال محل معدن آخر أحد التغيرات الكيميائية التى تحدثها التجوية بفعل هذه المياه الباطنية. مثال ذلك : تحل سلفات الحديد محل كربونات الجير الصلب، وقد تحل محلها السليكا أيضاً، ويطلق على هذه العملية اسم عملية الإحلال. وهناك صورة أخرى من صور الإحلال وهى أن النسيج الخشبى للشجرة أو لأى نبات آخر يحل محلها السليكا. وقد لوحظ ذلك فى صحراء اريزونا بالولايات المتحدة ومناطق كثيرة فى الغرب الأمريكى حيث تحولت جذوع الاشجار كلية إلى أحجار وسميت هذه العملية تحجر الغابات (Tarr , 1927, p.97).

(٦) ارساب المادة المعدنية : كثير من المواد المعدنية تتم ازالتها بفعل المياه الباطنية أثناء تسربها، والتى تأتى إلى السطح ثم يحدث لها إما أن تترسب فى شكل رواسب معدنية قرب منطقة تصرفها نحو الخارج وظهورها على السطح فى شكل ينابيع أو مياه متسربة من الباطن إلى السطح، أو يحدث لها انتقال وتحول من مياه باطنية إلى مجارى الأنهار وهنا يتم إرساب المعادن أو انتقالها إلى مياه الأنهار.

(٧) تكون الرواسب الحديدية Ore deposits : تعتبر عملية تكوين العروق المعدنية من أكثر نتاج العمليات الكيميائية أهمية فى عملية تغير المادة المعدنية بفعل المياه الباطنية. فبسبب خروج المياه الباطنية إلى أعلى تتكون عروق معدنية بمحور رأسى ترتفع لأعلى أيضاً، خاصة فى حالة صعود المياه الحارة من الباطن. ويبدو أنه على العكس من ذلك أيضاً يحدث أن الحديد المكشوف على السطح يتكون بفعل هبوط المياه إلى أسفل، دون ضرورة حدوث تسخين، ويتكون الحديد بفعل إزالة عنصر الحديد من التربة ومن الطبقات الصخرية العليا أثناء حدوث عملية التجوية ويتسرب إلى أسفل بفعل المياه الباطنية التى تحمله إلى الأعماق، ويتركز بعض من هذه المعادن فى مواضع ملائمة فى الصخر. وقد تعمل ازالة السليكا من الصخور الرسوبية على فصل السليكا عن الحديد، وبإزالة السليكا يحدث تركز لمعدن الحديد بشكل عالى القيمة، مما يعمل على تكون مناجم الحديد التى تم كشفها فى صورة كميات كبيرة من الخام كما هو الحال حول بحيرة سوبيريور بالولايات المتحدة.

(٨) التصلب Cementation : يوجد الارساب الطبيعى فى الغالب بشكل صلب فى الفجوات الموجودة بين الصخور، ويمثل هذا سبباً فى تغير الرواسب من كونها رواسب مفككة مذابةإلى صخر صلب. ويلعب وجود كربونات الجير Lime أو وجود اكسيد الحديد الذى يترسب وبكميات كبيرة دوراً فى التحام كتل الجلاميد ببعضها البعض، وتصبح بمثابة كتلة صخرية كبيرة متصلبة، وتوجد مثل هذه العمليات فى جزيرة برمودا، ولوحظت أيضاً فى شبه جزيرة فلوريدا، وهكذا يتحول الرمل فى هذه المواضع إلى حجر رملى، ويتحول الحصى إلى كونجلومرات (المدملجات). وحينما تدفن هذه الصخور تحت السطح، ويحدث تسرب مياه ساخنة إليها من الباطن فإن الصخر يصبح ثابتاً ومتماسكاً بسبب إمتلاء الفجوات، وتترسب عروق معدنية على طول إمتداد الكهوف الكبيرة، مثل سطوح الفواصل وسطوح الصدوع.

الفصل الرابع

عامل الجاذبية وأثره فى تشكيل السطح

عامل الجاذبية وأثره فى تشكيل السطح

تتسبب الجاذبية الأرضية فى هبوط الأجسام من أعلى إلى أسفل، لتستقر المواد الصلبة على سطح الكرة الأرضية باتجاه من أعلى إلى أسفل، مع ضرورة مساعدة ميل السطح على إتمام حركة انتقال هذه المواد الصلبة، وأن تكون هذه المواد قد أعدت للنقل بالجاذبية، أى أن هناك رواسب مفككة من أحجام مختلفة، وأن يتوافر العامل المساعد للجاذبية الأرضية، إذا كانت ظروف الرواسب تحتاج إلى ذلك، مثلما الحال فى وجود نسبة من الرطوبة فى التربة المتأثرة بهذا العامل.

وتلعب الجابية الأرضية دوراً هاماً فى تشكيل سطح الأرض لا يقل أهمية عن فعل وتأثير العوامل الأخرى مثل الأنهار أو الرياح، وإن كان دورها محدداً بظروف ومواضع معينة على سطح الأرض. ولكى يمارس عامل الجاذبية عمله لابد أن تسبقه عملية التجوية، وتكون الرواسب إما مفككة وجافة أو مشبعة بالمياه، أى أن تتعرض إما للتجوية الميكانيكية أو الكيميائية.

وتتعدد صور تأثير عامل الجاذبية الأرضية، فبعضها يكون بطيئاً وأخرى تتم فى صورة حركة سريعة للكتل، كما أن منها ما يرتبط بالبيئات الجافة وأخرى ترتبط بالبيئات الرطبة. كما يلاحظ أيضاً أنها تتأثر بانحدار السطح، ولهذا يمكن تمييز العمليات الأرضية التى يساعد عامل الجاذبية على حدوثها وتكون ذات تأثير فى تشكيل سطح الأرض وهى:

الانهيار الأرضى السريع :

هذا النوع من الانهيار هو أكبر مظهر واضح لهذه العملية، ومن أهمها التدفق الطينى Mud Flow، ويحدث عادة على سفوح المرتفعات، وتتم هذه الحركة بعد حدوث تشبع للرواسب الدقيقة الناعمة الموجودة على سفوح المرتفعات بالمياه، حيث تساعد الرطوبة على حركة هذه المواد الطينية بفعل الجاذبية الأرضية من أعلى إلى

اسفل، وتتم الحركة بشكل سريع لوجود هذه الرطوبة ومساعدة الانحدار. وعادة تكون المواد التى يحدث لها تدفقاً هى المواد الطينية والصلصالية. ويلاحظ أنه كلما قل النبات الطبيعى على السفوح فإن التدفق الطينى يحدث بشكل أسرع، كما أنه كلما زاد الإنحدار زادت سرعة التدفق الطينى حيث أن العلاقة بينهما علاقة طردية.

ومن أشهر الذين درسو التدفق الطينى Mudflow روبات شارب، وبلاكويلدر فى ١٩٢٨، فى الجبال الواقعة فى المناطق شبه الجافة Semi-arid.

وتظهر ملامح موفولوجية فى مناطق التدفق الطينى، منها الجسور، أو ما تعرف بجسور التدفق الطينى Mudflow levée، وهى تختلف عن الجسور الطبيعية التى تتكون على جانبى مجارى الأنهار حيث أن جسور التدفق الطينى مختلفة فى الأصل. فهى هنا تتكون من الجلاميد الذى تم نقله بفعل مياه السيول والتى يشار إليها أحياناً بأنها جسور السيول torrents، كما أن رواسبها أخشن، كما فى شكل (٨).

ويستمد الطين من رواسب التلال الجليدية الغنية بهذه الرواسب ومن تجوية الرماد البركانى وصخور الشست وغيرها. وحينما تتدفق المواد ويتحرك جزء من الجلاميد والطين لمسافة معينة من أعلى إلى أدنى السفوح تترك علىالجانبين ضفاف من الطين والجلاميد على طول المجرى الجلاميدى، وبهذا تتكون الجسور بفعل التدفق الطينى. ويحكم تكون هذه الجسور عدة ضوابط منها درجة لزوجة الرواسب، ودرجة الغنى فى رواسب الطين والجلاميد، ودرجة الإنحدار، وطبيعة المجرى (sharp, 1942, pp.225-227).

ويتطلب حدوث التدفقات الطينية على السفوح درجة انحدار تتراوح بين ٥ – ٢٠° كما هو الحال فى النرويج التى تتناسب انحدارات معظم السفوح بها لحدوث هذه العملية وتتميز بانتشار كبير على مستوى إقليمى.

ويؤثر التدفق الطينى فى تشكيل سطح الأرض؛ فكثيراً ما يحدث فى أودية جبال روكى بالولايات المتحدة تجمعات لزحف التربة، وحركة بطيئة للتكوينات إلى

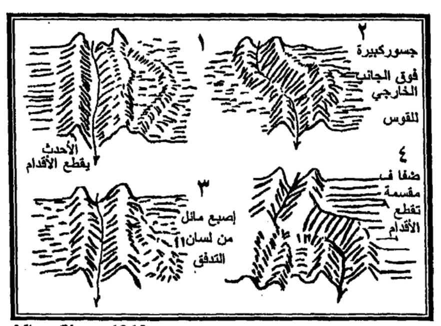
اسفل الأودية العميقة الضيقة gulch فى هيئة ثلاجات، رواسبها صخر وطين مختلط، وتكون كتل صخور من مختلف الأحجام والتى يصل قطرها من الحبيبة الصغيرة إلى بضعة أقدام، ويعمل ذوبان الثلج فى الوسط المحيط به على تحول الرواسب إلى هيئة شبه سائلة لتستقر بفعل الجاذبية فى النهاية فى المناطق الأخفض.

الانهيار الأرضى البطئ :

هى عملية تدفق بطئ تحدث للرواسب، ويوجد نوعان هما زحف التربة، وتدفق التربة. ويعتبر زحف التربة Soil creep من أهم العمليات السائدة والتى تتفاوت بدرجة كبيرة حسب الظروف المناخية أو النظم المناخية climatic regimes. ويقصد بزحف التربة تحرك المواد المكونة للتربة الموجودة فوق السفح بمساعدة عامل الجاذبية الأرضية فى اتجاه من أعلى إلى أسفل، وتتسم الحركة هنا بأنها بطيئة، وتميز كل الأقاليم سواء المدارية أو المعتدلة.

ويستدل على حدوث عمليات زحف التربة من خلال أعمدة التليفونات والتلغراف المائلة والتى كانت تثبت فى الماضى قبل تطور نظم الاتصالات بالشكل الحالى، حيث يرجع ميل هذه الأعمدة إلى ضغط التربة الزاحفة عليها. كما يلاحظ أيضاً تجمع الطين المتحرك فى التربة التى يتم بناؤها وتكونها عند الحوائط المبنية، وكثيراً ما تتحول ركامات السفوح الناتجة عن الإنهيار بفعل عامل الجاذبية إلى ما يعرف بأنهار الصخر rock rivers إذا أشتد التدفق وإنحدار المفتتات الصخرية (أبو العز، ١٩٧٦، ص١٤١).

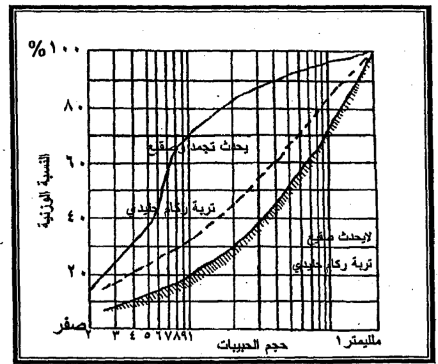
إن مفهوم النهر الصخرى rock stream هو عبارة عن شكل ارسابى فى هيئة لسان تتجمع فيه الصخور غير المصقولة والكتل التى تتصادم مع بعضها وتوجد بكثرة فى جبال كلورادو، ويومنج بالولايات المتحدة، وإن كان المفهوم يأخذ اسماً مختلفاً فى جبال سييرا نيفادا. والأنهار الصخرية كما وصفها كيسلى (Kesseli, 1941, p.205) عبارة عن تجمعات هائلة من مخاريط ركام السفوح المتقاربة، وكلها تنتج



After: Sharp,1942

الجسور الطبيعية للتدفق الطيني

شكل(٨)



After: Williams, 1987

تأثير حجم الحبيبات والتجمد على تدفق التربة

شكل (٩)

عن تجوية الجروف المنحدرة المجاورة، وهى تأخذ شكل اللسان إذا نظرنـــا إليهـــا مجتمعة، أما إذا كانت النظرة مجزأة فإنها تعكس ركام السفح. وعامة فإنه ينتـــشر على سطح الأنهار الصخرية عديد من النتوءات البـــارزة والموازيـــة للحافـــات. وبتكرار تكوينها تعطينا حافات مستمرة ذات امتداد متصل.

ويبلغ طول النهر الصخرى اكبر من ٢٠٠ قدم، وبعضها يصل إلى نـــصف ميل وقد يقل عن ذلك وقد يصل إلى أكثر من الميل الواحد. وطول النهر بمفـــرده بدون روافد يبلغ أحياناً مسافة أطول من ٢ ميل، وسمك طبقات الرواسب المفككـــة ٢٠-٣٠ قدم، وتبلغ أحجام الرواسب ما بين الرواسب الرملية والصخرية الجلاميدية البالغ طولها ١٥-٢٠ قدم، ويزيد سمك هذه الرواسب بالاتجاه نحو الجزء الأكثـــر انخفاضاً.

وسطح الجلاميد فى المجرى الصخرى فى المقطع العرضى يكـــون محـــدباً لأعلى، بينما القطاع الطولى يكون مقعراً لأعلى . ومما يسهل علـــى هـــذه الكتـــل الصخرية الحركة فى النهر الصخرى هو دور المياه الناتجة عن اذابة الثلج، حيـــث تتخلل مياه الذوبان فيما بين الكتل الصخرية. فكأن الكتل الصخرية تجمعت بفعـــل سقوط الكتل الصخرية كإحدى صور تشكيل عامل الجاذبية لسطح الأرض، وعملية التجمد والذوبان التى تسهل حركة الصخور فى مجاريها هى إحدى أسباب عمليـــة تفكك الصخور تفككاً ميكانيكياً.

أما النوع الثانى للانهيار الأرضى البطئ فهو تدفق التربة solifluction والذى قد يسميه البعض بالإنسياب الارضى، وهو عبارة عن تدفق بطئ نسبياً للرواسب، ويشبه التدفق النهرى. وقد طبق المفهوم على التدفق الذى كان غير معروفاً ســـواء للكتل الصخرية أو للتربة المشبعة بالمياه من المنـــاطق الأعلـــى إلـــى المنـــاطق الأخفض. ويمكن رؤية هذه العملية فى قمم الجبال فى الأقاليم الرطبة. وتختلط الكتل الصخرية مع الرواسب الناعمة وتختلط بهما المياه الغزيرة، وغالباً ما تحدث نتيجة لذوبان الثلوج.

وقد شرح ويليام (Williams, 1957, p.46) أسباب عديدة تؤدى إلى حدوث تدفق التربة solifluction. وقبل أن نناقش هذه الأسباب يجب الإشارة إلى أن تجمد الارض يتضمن عدة جوانب منها الطبقات، والبللورات، وكتل الثلج.

أسباب حدوث التدفق :

(أ) **التركيب الحجمى للحبيبات:** حيث أن تركيبها محكوماً ومتوازناً فى الحدود التى يحدث عندها صقيع وبداية تجمد للتربة أو عدم تجمدها.

ويظهر من تحليل التربة وجود الثلج أثناء التجمد، وفى الأجزاء العليا فى تربة الركامات الجليدية. ويلاحظ من شكل (٩) أنه بزيادة حجم الحبيبات فى رواسب السفوح الجبلية فإنه لا يحدث معها عملية تدفق التربة، وكلما زادت نسبة الرواسب الناعمة فى الرواسب فإن هذا يزيد من احتمالات تعرض تربة السفوح لعمليات تدفق التربة، حيث يحدث بين حبيباتها ظاهرة الصقيع frost نتيجة البرودة وتشيع بها عملية التدفق.

(ب) **كمية المياه المتاحة:** فالزيادة الكبيرة فىمحتوى المياه فى التربة والتى توجد فى صورة ثلج والذى يتحول إلى جليد هى نتيجة حركة المياه إلى أعلى نحو السطح الذى يحدث به التجمد، وتحدث هذه الحركة نتيجة لاستمرار امتصاص المياه وتحويل جزئياتها إلى أعلى سطح الثلج مسبباً نمواً فى طبقات الثلج، ويستمر تدفق المياه من أجزاء التربة نحو الثلج ويزيد مخزون المياه فى صورة ثلج يذوب بإرتفاع الحرارة.

(ج) **معدل التجمد** : فالنقص فى معدل التجمد سوف يكون فى الطبقات الثلجية للطبقة الواقعة فيما بين التربة المتجمدة وغير المتجمدة، وسوف تتحرك إلى أسفل تدريجياً ليزيد سمكها، بينما الزيادة فى معدلات التجمد سوف ينتج عنها نقص فى سمك طبقات التربة بالاتجاه إلى أعلى.

(د) **كمية وشكل الثلج:** والتى تكون أقل درجة فى تأثرها بوجود الأملاح المذابة

فى التربة، بينما يلعب التكوين المعدنى، والغطاء النباتى والمناخ دوراً أكبر وبشكل مباشر فى درجة تأثيرها على تكوين الثلج.

وتصنف عملية تدفق التربة solifluction حسب تقسيم ترول Troll, 1947 إلى أنواع طبقاً لأربعة أسس والتى ذكرها رايت (Wright, 1961, pp.933-939) وهى :

١- **الشكل form**: ويوجد نوعان وهما : الأول هو التدفق الطينى المتباين، مع تصنيف جيد للرواسب بحيث يكون بينها تجانس، والثانى هو التدفق العشوائى، وتكون الرواسب غير مصنفة.

٢- **المساحة الأرضية وطبيعة الحركة terrain and movement** ، ويقسم إلى نوعين أيضاً، الأول هو التدفق على مساحة كبيرة، ويكون اتجاه الحركة نحو قاعدة السفح بشكل مباشر وبمحور يقترب من المحور الخطى. أما النوع الثانى التدفق الصغير والذى يتم على مساحة محدودة، وتكون حركة التدفق بشكل اشعاعى وله انتشار جانبى كبير. أى أن الأول يمتد بمحور طولى بينما الثانى يمتد أغلبه بشكل عرضى.

٣- **الفاصل الزمنى Time interval** ويوجد نوعان ، إما أن يحدث التدفق فصلياً، وغالباً ما يرتبط ببدايات حلول فصل الربيع والدفئ، أو أنه يحدث يومياً، أو بين الحين والآخر خلال فترات زمنية قصيرة تفصل بين كل تدفق وآخر.

٤- **نوع الجليد**، ويوجد نوع من التدفق يحدث بسبب تجمد الأرض طول العام أو تجمدها فصلياً تحت الطبقة التى يحدث لها تدفق. أما النوع الثانى فهو حدوث التدفق تحت ظروف تكون بللورات وعقد جليدية دون حدوث تجمد كاملاً للطبقة السفلى.

ونتيجة حدوث التدفق الطينى تتكون مدرجات على جانبى التدفق الطينى solifluction وتنشأ وتتطور هذه المدرجات فى مناطق رواسب الركامات الجليدية

ورواسب السفوح عند أقدام الحافات، كما هو الحال فى الحافة الواقعة جنوب شرق جبل بلاهو Blaho فى النرويج، وفى مناطق كثيرة فى النرويج يظهر مثل هذا النوع من المدرجات. وتتراوح ارتفاعات هذه المدرجات ما بين المتر الواحد والمترين.

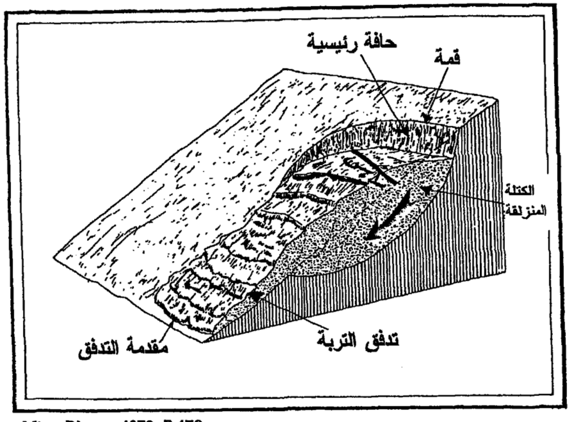
الانزلاقات الأرضية :

تتعدد صور الانزلاقات الأرضية التى ينتج عنها سقوط وهبوط المكونـــات من أعلى إلى اسفل عند حضيض السفوح ويمكن عرض أنواع الانزلاقات كالآتى:

(١) **انزلاق الصخر slump** هو أحد أنواع الانزلاقات الأرضية، وفيها تحدث حركة دوران حرة وبشكل مقعر إلى أعلى، بحيث يحدث فى النهاية صـــورة عامـــة تعرف باسم التدفق الأرضى Earth flow ويكون فى هيئة سلمية مدرجة، وينتج عن هذه العملية تكوين مناطق صخرية مفككة فى هيئة مرتفعة، وهى تحـــدث على سفوح إنحداراتها أكبر من ١٥° كما فى شكل (١٠).

(٢) **انزلاق المفتتات الصخرية Debrise slide** وهى تشبه العمليـــة الـــسابقة ولكنهـــا تختلف عنها فى أنها تتم دون حدوث حركة دوران خلفية بهيئة مقعرة لأعلـــى. وقد سجل أطول انزلاق عرف على سطح الكرة الأرضية وهو انـــزلاق ســـعيد مريح Saidmarreh فى جنوب غرب إيران والذى حدث منذ أكثر مـــن ١٠٠٠٠ سنة ماضية وظل بحالته حتى الآن نظراً لأن البيئة جافة الآن، ويسهل رؤيته من خلال مورفولوجية السطح، وقد قطعه خانق نهرى يحمل نفس الاســـم، وكـــون سطح الانزلاق مظهراً كارستيا مشكلا بذلك سطح الأرض وبسبب ذوبان الجبس الذى يكون الصخور السفلى المكونة للمنطقة بفعل التجوية الكيميائية.

(٣) **هبوط المفتتات أو الكتل الصخرية debris fall** من أعلى السفوح من منطقـــة الوجه الحر إلى قواعد السفوح وذلك بسبب نحت الأجزاء الواقعة اســـفل منـــه فيعمل ثقل الغطاء الصخرى العلوى وزيادة الضغوط إلى تكـــسره وهبوطـــه. ويشبه هذه العملية الهبوط الحر من الثلاجات كما هو الحال فى جبال الالـــب، وتعرف بالهبوط الثلجى **ice fall**.



After: Bloom, 1979, P.178.

إنزلاق الكتل الصخرية وتكوين المدرجات

شكل (١٠)

أما سقوط الصخر rock fall فعادة يحدث على سفوح أشد انحداراً وتزيد درجة إنحدارها عن ٤٠ ° وقد يساعد على حدوثها أيضاً النشاط البشرى فى مناطق السفوح (keefer, 1984) خاصة الزراعة والسياحة وتقطيع الأخشاب.

الآثار المورفولوجية لسقوط الصخر rock fall

ينتج عن سقوط الصخر بعض الملامح المورفولوجية منها تراجع الحوائط الصخرية وذلك بسبب تجمع الأجزاء الهابطة والمتساقطة. ومن خلال إجراء إحدى التجارب التى تمت فى بريطانيا وجد أن الصخر الذى هبط فى مدى ضيق يبلغ حجمه ١,١٤-١,٦١ متر. وترتبط عملية تراجع السفح ومعدلات التراجع وتغير معالم السفوح بعملية السقوط rock fall للصخور المختلفة.

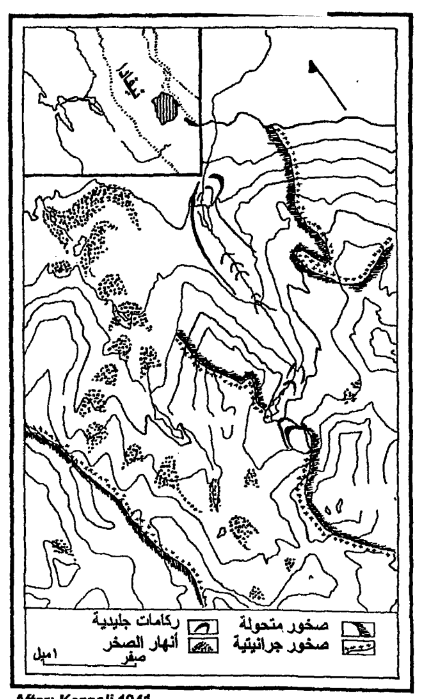
جدول (٥)

تغير معدل تراجع السفوح بفعل سقوط الصخر باختلاف أنواع الصخور

نوع الصخور	اقل معدل ملليمتر / السنة	أقصى معدل ملليمتر/ السنة
البركانية	٠,٠١	٠,٠٢١
النيس والشست	٠,٧٠	١,٠٠
الحجر الرملى	٠,٠١٣	٠,٠١٦
الحجر الجيرى	٠,٣٠	١,٣٠

After : Ballantyne & Kirkybride, 1987, P. 90. بتصرف

ويلاحظ من جدول (٥) أن الصخور البركانية هى أقل أنواع الصخور فى حدوث عمليات سقوط الصخر بسبب شدة التماسك للطفوح البركانية، بينما صخور الشست والحجر الجيرى هى التى تحدث بها أعلى معدلات سقوط الصخر بسبب شدة تقطعها بالفواصل وبعمليات الإذابة وتكوين الشقوق.



After: Kesseli,1941.

توزيع مجارى الصخر فى أودية خانقى شيروين ولوريا فى نيفادا بالولايات المتحدة

شكل(١١)

(٤) انزلاق الكتل الصخرية Rock Slide وهى من أبسط العمليات المنتشرة وقد تسمى إنحدار الكتل Block glide وتتميز بأن حركة الكتل الصخرية تكون سريعة نسبياً ، وتتميز الكتل المنزلقة أيضاً بأنها كبيرة، كما تتميز بأنها ضحلة وليست عميقة مثل التدفقات الطينية السابق ذكرها. وتساعد عدة عوامل على حدوث هذه الانزلاقات مثل وجود المطر الغزير، أو حدوث التجمد والذوبان فيؤدى ضغط السائل إلى تكسر الصخر وانزلاق السطح. وتتفاوت أحجام الكتل الصخرية المنزلقة. وبشكل عام فإن سمك هذه الكتل يصل إلى ١٠% من مقدار طول المسافة التى تقطعها بالاتجاه نحو أسفل السفح التى تنحدر عليه، انظر شكل (١٠).

وتصنف الانزلاقات الأرضية حسب السرعة إلى عدة فئات، فالانزلاقات البطيئة للغاية لا تزيد سرعتها عن ٦٠سم/ السنة، والبطيئة جداً لا تزيد سرعة حركة المواد عن ١,٥متر/ السنة، ولا تزيد عن ١,٥ متر/ الشهر. والسريعة بين ١,٥ متر / اليوم و ٣٠سم/ الدقيقة، بينما السريعة للغاية تزيد سرعتها عن ٣ متر / الثانية الواحدة.

الفصل الخامس

الأشكال والعمليات الفيضية

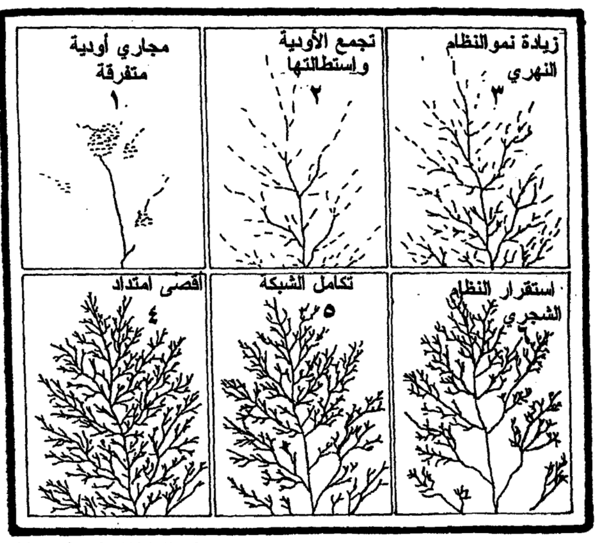
الأشكال والعمليات الفيضية

تنشأ الأنهار من خلال عملية التوازن المائى، حيث يتبخر جزء من الأمطار الساقطة، وتتسرب كمية ترتبط بمدى مسامية الصخور وسرعة إنفاذها للمياه، وما يتبقى من الكمية الساقطة ينحدر عكس السطح مشكلة بذلك مجارى مائية، سرعان ما تتطور وتصبح أنهاراً كبرى لها نظم جريان، ولها مساحة تجميع للمياه التى تتدفق فى هذه الأنهار، وبذلك تبدأ الأنهار فى تشكيل سطح المنطقة التى تكونت بها.

وينظر للأنهار على أنها مظهر يعمل على تقويض السطح ويعدل من سطح الأرض. فالمطر والرياح والتجوية بأنواعها المختلفة، وقوة إندفاع المياه فى مجرى النهر، والثلاجات والأمواج تعمل كلها على تدمير الكتل الأرضية الكبيرة، وكل هذه العوامل تمارس نشاطها معاً.

ويتضمن النظام النهرى مجارى مائية كثيرة متشابهة، وآلاف أو ملايين المسيلات التى يتم تولدها وتكونها فى حالة من حالات سقوط الأمطار عند حدوث العواصف حيث تتدفق فى عدد من المسيلات التى لايمكن إحصاؤها، ويعتبر النظام النهرى نظاماً مجمعاً لكل هذه المسيلات. وتقوم المياه التى تجرى فى مجرى النهر بحمل كثير من الرواسب، سواء التربة التى حدث لها زحف على السفوح وفوق جوانب التلال وجوانب النهر، أو الطين والرمل والحصى المنقول فى قاع المجرى أو بين ثنيات التيار المائى فى صورة عالقة.

وتتدفق الأنهار الخالية من الحمولة فى إنحدار يقل عن قدم / الميل، وإذا كانت كمية المياه كبيرة فإن هذا يساعد النهر على حمل كميات كبيرة من رواسب الصخر الذى يتم تجويته ويكون ركام سفوح شديدة الانحدار، وتصل درجة إنحدارها ٣٥°، وتكون الرواسب خشنة وفى هيئة كتل كبيرة (Lobecke, 1939, p.158.).



After: Glock, 1931, P. 481.

نشأة وتطور شبكة التصريف وتكوين النمط الشجري

شكل (١٢)

كيفية نشأة النظام النهرى :

تبدأ المياه المتراكمة على السطح بتكوين مجارى متباعدة بشكل عشوائى على السطح، وتكون هذه المجارى منفصلة عن بعضها، وبإستمرار التساقط تتلاقى أطراف هذه المجارى فى شكل موحد. ويلى هذه المرحلة ممارسة النهر للنشاط النحتى، فتزداد الشبكة عن طريق نمو وزيادة أعداد المجارى خاصة المنابع العليا، وما أن يتم تكون النظام النهرى فى شكل شجرى كثيف، فإنه تكون قد اكتمل نمو الشبكة (Glock, 1931,p.481)، كما فى شكل(١٢).

فحوض النهر الأحمر فى داكوتا الجنوبية بالولايات المتحدة، يتلقى كمية أمطار سنوية بمبلغ ٢٩ بوصة يجرى منها فقط نحو ٥% من هذه الكمية، فى حين تختلف الكمية فى المناطق الأكثر رطوبة فى نيو إنجلند، حيث تتلقى أحواض الأنهار ضعف هذه الكمية، وتبلغ كمية الجريان السطحى نحو ٥٠% (Lobecke,1939, p.159).

وبزيادة كمية الأمطار الساقطة بوصة واحدة فوق إقليم حوض النهر الأحمر الأكثر جفافاً على سبيل المثال فإنها تعمل على زيادة الجريان المائى بالنهر ١/٣ بوصة، بينما زيادة بوصة واحدة فى بيئة المناخ الرطب فى شرق الولايات المتحدة تعمل على زيادة الجريان السطحى ٣/٤ بوصة، مما يشير إلى أن الجريان السطحى يزيد بانخفاض الحرارة، وإعتدال المناخ، وقلة التبخر.

مراحل تطور النهر :

يمر النهر بتاريخ تطورى خلال حياته Life History فى أى اقليم جغرافى بدورة تعرف بالدورة الجيومورفولوجية Gemorphic cycle، والتى تمر بها الأنهار عبر تغيرات تحدث فى مرحلة الشباب،* وتستمر فى مرحلة النضج ووصولاً إلى مرحلة الشيخوخة. ويلاحظ أن المرحلة فى حياة النهر فى أى وقت عادة لا تمثل مرحلة تطور الإقليم. فالإقليم يكون فى مرحلة شباب حينما يكون السطح الأولى

بوضعه الأصلى بينما يكون فى حالة النضج حينما يتم تخفيضه بشكل كبير ويقسم الإقليم إلى قمم تلال، ويصل إلى مرحلة الشيخوخة إذا خفض السطح إلى مستوى يقترب من مستوى سطح البحر.

وقد كان وليم موريس ديفز أول من قسم مراحل تكوين أشكال سطح الأرض إلى مراحل ثلاث : مرحلة الشباب Young stage، ومرحلة النضج Mature stage ومرحلة الشيخوخة Old or senile stage، وأن النهر يستمر فى نحته لسطح الأرض حتى يصل بها إلى مرحله شبه السهل Peneplains، وسميت نظريته بدورة التعرية الإعتيادية cycle of erosion.

(١) مرحلة الشباب **Young Stage** : يشير البعض إليها بأنها مرحلة الشباب Youth، ويبدو أن المصطلح الأول قد يكون أفضل وأكثر ملاءمة فى التعبير. وفى هذه المرحلة يصبح النهر قادراً على أن يشق مجراه فى الصخور أو المكونات، ويشتد الانحدار بحيث يساعد هذا الانحدار لمجرى النهر على حمل كل الرواسب التى تنقلها الروافد المختلفة إلى المجرى الرئيسى، سواء فى الأنهار دائمة الجريان أو المسيلات التى تتكون فى ظروف رطبة وتكون موسمية أو مؤقتة.

وتتميز الأنهار فى هذه المرحلة بأنها أنهار تابعة للإنحدار أو الميل العام لمنطقة حوض النهر، ويكون المجرى النهرى ضيقاً، وسفوح جوانب المجرى شديدة الانحدار لعدم كفاية الفترة الزمنية لعمليات التجوية وتأثيرها فى عملية توسيع المجرى عن طريق النحت السفلى .(Lobecke, 1939, P.161).

ومن أمثلة الأنهار فى مرحلة الشباب نهر هدسون.، ويلاحظ على الأنهار التى تمر بمرحلة الشباب أن المجرى يشغل كل قاع الوادى، فقاع الوادى هو نفسه عبارة عن المجرى.

ويتسم المجرى النهرى فى هذه المرحلة بعدة سمات منها إنتشار ملامح

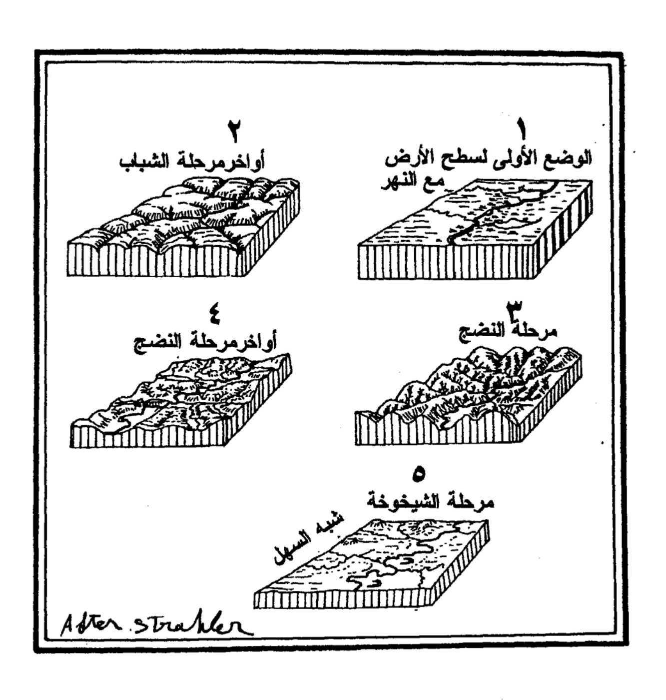
الشلالات والمسارع فى المجرى والتى تتسبب فى نشأتها شدة مقاومة الصخور الأكثر صلابة لعملية النحت، وقد يرجع تكونها أيضاً إلى عدم الانتظام للسطح الأولى فى الإقليم. وتتفاوت خصائص إنحدار النهر بسبب التفاوت فى بنية الصخر. وإذا ظهرت بحيرات على طول امتداد المجرى النهرى فإنها ترجع إلى وجود مواضع منخفضة فى السطح الأصلى بالمنطقة، وعلى طول مجرى النهر، وعادة تكون المياه بالنهر صافية حيث أن الحمولة معظمها خشن، وعبارة عن حمولة قاع. كما تكثر بالمجرى ظاهرة الحفر الوعائية والمجارى الصخرية فى قاع المجارى الشابة، وغالباً تكون مصاحبة للشلالات والمسارع، ويختفى السهل الفيضى حيث لم يكن قد بدأ تكونه بعد، كما فى شكل (١٣).

مرحلة النضج Mature stage :

يصل النهر إلى مرحلة تطورية أكبر نتيجة استمرار عمليات النحت والتخفيض بفعل المياه طوال مرحلة الشباب، ونتيجة النحت المستمر تتغير خصائص المجرى النهرى وسطح المنطقة وملامحها بعد فترة نحت طويلة، وبذلك ينتقل النهر إلى المرحلة الجيومورفولوجية الثانية وهى مرحلة النضج.

ويتسم المجرى النهرى فى هذه المرحلة بخصائص مميزة منها بطئ الإنحدار نسبياً، ويكون النهر لديه القدرة من خلال هذا الإنحدار أن يصل إلى سرعة تمكنه من حمل الرواسب التى وصلت إلى المجرى من كل الجوانب، والنهر هنا لايكون قادراً تماماً على نحت مجراه بشكل أعمق إلى حين أن يتم تقليل الحمولة التى وصلت إليه من الجوانب ومن الروافد المختلفة.

وفى حالة الأنهار الناضجة تكون لديها القدرة على حمل الرواسب ويكون هناك تجانساً، وزيادة لقدرة النهر على النشاط بدرجة كافية للوصول إلى مرحلة نحت متطور وقد أشير إلى ذلك بقطاع التوازن profile of equilibrium. لهذا فإن النهر الناضج تماماً ليس به انتظام فى قطاعه الطولى، وليس به مسارع ولا شلالات، وتؤدى عمليات التجوية ونحت سفوح وجوانب الأودية إلى تقليل الانحدار إلى حد كبير وجعل سفوح جوانب النهر خفيفة الانحدار.



مراحل التطور الجيومورفولوجي للأودية والوصول إلى شبه السهل

شكل (١٣)

ويتسم قاع المجرى فى هذه المرحلة بإنه أوسع من مرحلة الشباب، حيث يتم توسيعه بعمليات النحت الجانبى، ويبدأ النهر فى تكوين السهل الفيضى.

مرحلة الشيخوخة Old stage :

إذا وصل المجرى الرئيسى للنهر درجة من النحت كبيرة وأصبح متوازناً graded فإن النهر بذلك يكون قد وصل إلى مرحلة النضج المبكر Early Maturity، أما إذا تم نحت جوانب المجرى وأصبحت السفوح فى حالة متوازنة أيضاً فإن النهر يكون قد قطع شوطاً كبيراً ومتطوراً فى مرحلة النضج، وإذا وصلت المسيلات المائية التى تغذى النهر بالمياه إلى حالة التوازن فإن النهر يكون قد وصل إلى مرحلة الشيخوخة.

وقد يحدث إضطراباً فى مراحل سير الدورة الجيومورفولوجية لعدة أسباب منها التغيرات المناخية، حيث ينتج عنها زيادة أو نقصان واضح فى كميات التصريف النهرى، وتغير عمليات النحت والإرساب وكمية الحمولة، والتى إما أن تسارع فى سير الدورة ونحت الأشكال، أو يتم حدوثها ببطئ.

ويمثل تغير مستوى القاعدة base level أيضاً سببا آخر من أسباب اضطراب سير دورة التعرية، سواء إرتفاع مستوى القاعدة أو هبوطه. فهبوط هذا المستوى الذى ينتهى إليه الجريان النهرى يجعل النهر يميل إلى النحت والتقويض، ويجدد نشاطه، بينما بإرتفاعه يعمل على الإرساب وتوقف وإضعاف عمليات النحت. فارتفاع مستوى القاعدة يعمل على غمر الأجزاء الدنيا للأودية، ويرتبط بذلك أشكال ارسابية مثل البناء الدلتاوى وبناء السهول الفيضية عن طريق الردم والارساب التراجعى بالاتجاه نحو المنابع النهرية.

أما هبوط مستوى القاعدة فينتج عنه انخفاض مستوى البحر ومنها ماحدث فى عصر البلايستوسين وتكوين الجليد وهبوط مستوى البحر إلى – ١٣٠متراً، وتصبح هناك مسافة بين منطقة المصب – وهو سطح البحر الهابط – ومخرج الوادى،

فيعمل النهر على نحت هذه المسافة، وتكون النتيجة هو أن النهر أخذ يجدد شـبابه rejuvenation وتحول إلى حالة النحت. ويركز النهر فى هذه المرحلة على عمليات النحت الرأسى بدرجة أساسية، فيعمق مجراه ويحاول أن يسوى السطح وبذلك تصل عمليات النحت حتى المنابع، فينحت فى أراضى مابين الأوديـة وفـى الـصخور الصلبة (Chorley et al., 1984,p.20).

وتمثل حركات الرفع الباطنية Uplift سبباً ثالثا من أسباب إضـطراب دورة التعرية، حيث ينتج عنها إرتفاع منسوب السطح فى الوقت الـذى يحـاول النهـر تخفيضة، وهذا يعمل على تكوين شبكات تصريف تتبع الظروف البنائية للمنطقـة، وتصبح الأودية منطبعة على السطح Superimposed، وينـشط النهـر فـى هـذه الظروف الجديدة فى عملية النحت بسبب زيادة الإنحدار وشـدته عـن ذى قبـل، وارتفاع التضاريس يعمل على تجميع كميات أكبر من الأمطار فيزيد تصرف النهر وينشط بذلك فى عملية النحت من جديد.

أنواع المجارى النهرية

(١) الأنهار التابعة Consequent :

النهر التابع هو الذى يتم حفر مجراه على السطح فى إتجـاه يتمـشى مـع الإنحدار الأصلى للمنطقة. ويتمثل ذلك فى المجارى النهرية التى تنحدر من أعلـى قمم المناطق المحدبة نحو المواضع المنخفضة، وتظهر أيضاً فى المنـاطق التـى تنحدر من المرتفعات نحو السهول الساحلية كما هو الحال فى أودية شرقى الولايات المتحدة، والتى تنحدر من السفوح الشرقية لجبال الأبلاش نحو المحيط الأطلنطـى، ومنها أيضاً الأنهار العديدة التى تنحدر من الحافة الزرقاء نحو الـسهل الـساحلى الشرقى للولايات المتحدة، ويشبهها أيضاً وادى العريش شمال شبه جزيرة سيناء.

(٢) المجرى التالى Subsequent :

وتنشأ مجارى هذه الأودية وتتطور فوق منطقة ذات صخور ضعيفة وقد يطلق على هذه الأنهار بأنهار المضرب strike أى مضرب الطبقات، حيث تتبع الأنهار مناطق ظهور الطبقات، وتكون هذه المجارى اداة ضبط للبنية الجيولوجية. وعادة يشير مفهوم " تالى " إلى أنها تبعية زمنية، بمعنى أنها تالية فى تاريخ النشأة، كما أنها تشير إلى فكرة أخرى وهى أنه قد تم عملها وحفرها وتكونها فوق طبقات صخورها أقل مقاومة، ومن أمثلة هذا النوع من الأودية نهر هدسون، حيث يتبع هذا النهر وادياً صدعياً فى شمال شرق الولايات المتحدة فيما بين البانى ونيويورغ، وكثير من أودية ولاية بنسلفانيا تتبع نطاقات من الصخور الضعيفة التى تعرضت لعمليات الالتواء، كما فى شكل (١٤).

(٣) الأنهار العكسية Obsequent :

وتمثل أحد الاتجاهات التى تأخذها الأنهار أثناء تكونها، حيث يكون اتجاه المجرى عكس الميل العام للطبقات الصخرية، وينتج ذلك من تحكم خطوط الصدوع فى محاور اتجاه النهر فيتغير اتجاه المجرى ولايتبع الميل العام، ويأخذ اتجاهاً عكسياً تماماً. وعادة ماتكون المجارى العكسية هى روافد للمجارى التالية، ومن نماذج هذه الأنهار كاترسكل Kaaterskill بالولايات المتحدة.

(٤) أنهار تلقائية Resequent :

وهى تتبع ميل الطبقات، وفى نفس الوقت تتبع نفس إتجاه المجارى الأصلية التابعة، ولكنها تختلف عنها ففى أنها تتطور فى مرحلة متأخرة، وعلى مناسيب أخفض فوق السطح المخطط stripped.

وعادة مايشير المصطلح إلى حداثة recency أكبر فى تطورها وهى كلمة مركبة من كلمتين هما حديث rencent وتابعة consequent.

كما أنها غالباً ماتمثل روافداً للأنهار التالية ولايوجد سبب واضح لنشأتها بهذه الصورة (Lobecke, 1939,p.171).

(٥) الأنهار غير التابعة Insequent :

وهي التي لاتخضع لأى تحكم أو أى ضابط من الضوابط التـي يمكـن أن تحكم نشأتها، فهى لاتتبع بنية الصخر، ولاتتبع الميل العام للطبقات، أى أنها تكونت بدون ضابط جيولوجى أو طبوغرافى ولكن تتدفق مياهها فى أى إتجاه يمكن توقعه، وينتج عن ذلك النمط الشجرى المعروف بين أنماط شبكات التصريف.

ومـن الجيومورفولـوجيين الـذين إهتمـوا بالخـصائص الكميـة فـى جيومورفولوجية الأنهـار، وقننـوا هـذه المتغيـرات هورتـون Horton ١٩٣٢، وسترهلر Strahler بدءاً مـن ١٩٥٢ حتـى ١٩٦٤، وتـشورلى Chorley ١٩٦٧، ولنجبين Langbein ١٩٤٧، وجراى Gray ١٩٦٥، وولمان Wolman ١٩٦٧، ومن الخصائص ما هو موضح فى جدول (٦) والتى لا يتسع مجال دراستها هنا، ونكتفى بالاشارة للخصائص العامة ومايرتبط منها بالحوض، أو بشبكة التصريف بنظـرة شاملة، أو القطاع الطولى للمجرى long profile أو جزء من الامتداد النهـرى أو قطاع reach، أو ما يتصل بالمقطع العرضى للمجرى.

رتب الأودية :

يعتبر هورتون من أوائل من صنفوا الأودية إلى رتب orders عـام ١٩٤٥ وجاء بعده سترهلر، وأخذت فكرة رتب الأودية تطوراً كبير فى طـرق ترتيبهـا. ويعتبر سترهلر فى تصنيفه للرتب أكثر إقناعاً، حيث جاءت فكرته باعتبار أن كـل رافد من المنابع العليا يأخذ الرتبة ١ باعتبارها أقل قيمة، وإذا تلاقى واديـان مـن الرتبة ١ فانهما يكونان واديا أكبر منهما ولذا يأخذ رتبة أعلى وهى ٢، حيث تجتمع مياه كـل منهما معاً فينشط النهر وبالتالى يصبح أقوى وتكون رتبته فـى شبكـة

جدول (٦)

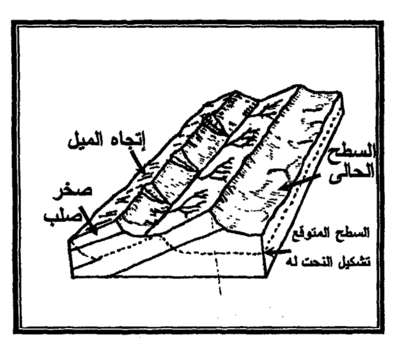
الخصائص الطبوغرافية لأحواض التصريف والأودية

نوع الوحدة	خاصية الحوض	خاصية الشبكة	خاصية قطاع المجرى reach	المقطع العرضى للمجرى
المساحة	• مساحة حوض التصريف	مساحة تصريف المجارى النهرية	مساحة المجرى	مساحة المقطع العرضى للمجرى
الطول	• طول الحوض محيط الحوض	• طول الشبكة • طول النهر	• طول المجرى • تعرج المجرى	إتساع المقطع
الشكل Shape	شكل الحوض	• نمط التصريف • شكل الشبكة	شكل المجرى	شكل المقطع
التضاريس	• تضاريس الحوض • إنحدار الحوض	• تضاريس الشبكة • إنحدار الشبكة	• تضاريس المجرى • إنحدار المجرى	عمق المقطع

عن جريجورى ووالنج، ص٣٩.

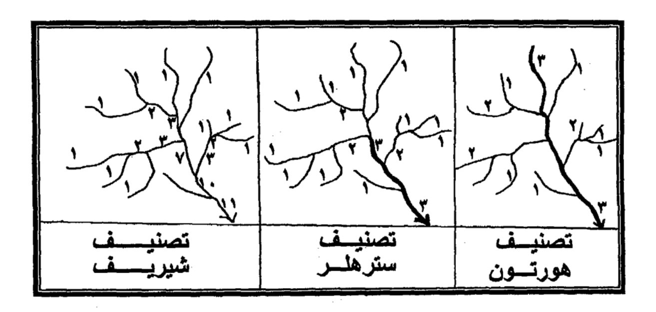
التصريف أعلى، وإذا تلاقى واديان من الرتبة ٢ يصبح المجرى الجديد من الرتبة ٣ وذلك بالاتجاه نحو المصب. وهكذا يكون تصنيف سترهلر لرتب الأودية كما فى شكل (١٥)، ومن خلال تصنيف سترهلر لرتب الأودية يمكن حساب معامل تشعب المجرى، كما فى جدول (٧) الذى يوضح معامل التشعب لوادى دهب بشبه جزيرة سيناء.

أما تقسيم رونالد شيريف R.L.Shreve فقد جاء مختلفاً واسماه عدد المجارى أو حجم المجرى Magnitude حيث اعتبر أن نظام التصريف إنما يكون تراكمياً، وان الروافد الأولى عند المنبع تأخذ القيمة ١، وبتلاقى واديان من الرتبة ١ يصبح المجرى أو الوادى الجديد الناتج عن تلاقيهما بالاتجاه نحو المصب من الرتبة ٢، وإذا تلاقى واديان من الرتبة ٢ تصبح القيمة التى يأخذها المجرى الجديد ٤، وإذا



كيفية تكوين أودية مضرب الطبقات ودورها في تشكيل السطح

شكل (١٤)



تصنيف شبكة التصريف إلى رتب الأودية

شكل (١٥)

جدول (٧)

تحليل الرتبة والعدد ومعامل التشعب لوادى دهب بشبه جزيرة سيناء

١	٢	٣	٤	٥	٦
الرتبة	العدد	مؤشر التشعب	عدد الأودية المتضمنة فى المؤشر	مضروب عمود ٣ × ٤	مجموع ٥ ÷ ٤
١	١٨٦٧	٤,٤٦٦٥	٢٢٨٥	١٠٢٠٥,٩٥٢	متوسط
٢	٤١٨	٥,٢٢٥٠	٤٩٨	٢٦٠٢,٠٥٠	التشعب
٣	٨٠	٨,٠٠٠	٩٠	٧٢٠,٠٠٠	المرجح
٤	١٠	٣,٣٣٣٣	١٣	٤٣,٣٣٢٩	
٥	٣	٣,٠٠٠	٤	١٢,٠٠٠	
٦	١				
المجموع	٢٣٧٩	-	٢٨٩٠		↓
مجموع ٥ ÷ ٤			٢٨٩٠	١٣٥٨٣,٣٣٤٠	٤,٧٠٠١

تلاقى وادى من الرتبة ١ مع الرتبة ٤ يأخذ القيمة ٥، وإذا تقابل مع وادى من الرتبة ٥ وادى من الرتبة ٣ يصبح من الرتبة ٨ وهكذا. فكأن التصنيف يقيِّم عدد الوصلات التى تنقل عبرها مياه الشبكة والتى تزداد قيمتها تدريجياً فى التصنيف مرتبطة فى ذلك بتراكم المياه وتجمعها وتأثيرها بالاتجاه نحو المصب.

معامل التشعب bifurcation ratio :

تم التعرف على معامل التشعب باعتباره من الخصائص المهمة فى حوض التصريف، وذكره هورتون Horton عام ١٩٣٢، ويحدد المعامل عن طريق قسمة عدد المجارى من أى رتبة فى الحوض على عدد المجارى فى الرتبة التى تليها حيث أن الرتبة التى تليها يكون عدد مجاريها أقل، ولذا فإن ناتج القسمة يكون أكبر من الواحد الصحيح. بهذا يتضح أن هذا المعامل يعتمد على طريقة الرتب،

سواء فى طريقة هورتون أو طريقة سترهلر Strahler، وفى النهاية يمكن الحصول على قيمة معامل تشعب واحدة نعبر بها عن تشعب أودية أو مجارى الشبكة كلها بالحوض الواحد، ويعرف هذا بمتوسط التشعب المرجح والذى أسسه شم Schumm وصاغ طريقته الإحصائية. ويفيد معامل التشعب أيضاً فى أنه يعطينا وصفاً كمياً لنمط التصريف، وقد وصل فى وادى دهب ٤,٧ كما فى جدول (٧).

كثافة التصريف drainage density :

هو معامل بسيط يقيس طول المجرى لكل وحدة مساحية فى الكيلو مترمربع أو الميل المربع، وذلك عن طريق قسمة جملة طول الشبكة فى الحوض على المساحة الكلية لحوض التصريف، وهذا يعكس تقطع السطح بفعل تكوين الأودية أو شبكة التصريف.

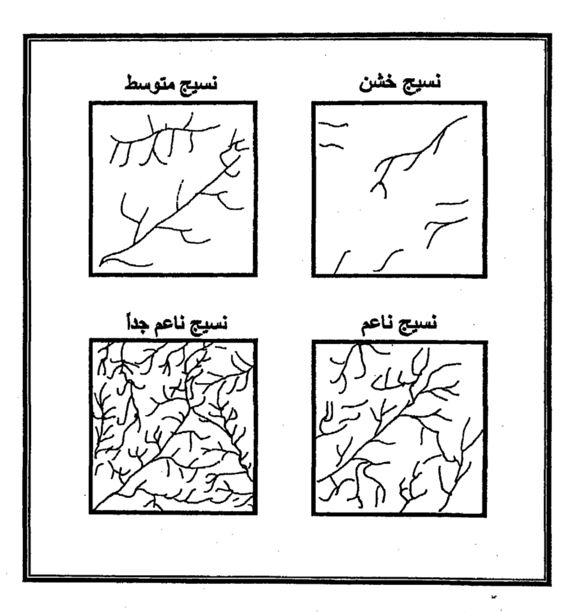
جدول (٨)

المقياس الرقمى لرتب كثافة التصريف

صفة الكثافة	النسيج الطبوغرافى (صفته)	مقدار الكثافة (طول المجرى / الميل المربع)
كثافة منخفضة	نسيج خشن	أقل من ٢٠
كثافة متوسطة	نسيج متوسط	٤٠–٥٠
كثافة مرتفعة	نسيج ناعم	أكثر من ٥٠
كثافة مرتفعة جداً	نسيج ناعم جداً	أكثر من ٢٠٠

After El Ashry, 1971, p. 1704

ويلاحظ من جدول (٨) أنه بزيادة أطوال الأودية فى الحوض تزيد الكثافة، وبزيادة الكثافة يتقطع السطح ويتحول النسيج الطبوغرافى تدريجياً من النسيج الخشن الذى تقل به الأودية إلى النسيج الناعم والناعم جداً الذى تكثر به الأودية، كما فى شكل (١٦).



أنواع النسيج الطبوغرافى لمناطق الأودية النهرية
شكل (١٦)

وتقاس كثافة التصريف مثل أية طريقة فى قياس كثافة الظاهرة والعناصر الجغرافية، ويتم حساب الكثافة هنا عن طريق قسمة طول شبكة الأودية على مساحة حوض التصريف. وتختلف الكثافات بين القارات وبين أنهار الدولة الواحدة أيضاً.

ففى الجزر البريطانية تتراوح الكثافة مابين ٠,٥٤-٧,١٤ كم/كم٢ وفى الولايات المتحدة تتفاوت بشكل واضح، حيث تتراوح مابين ١,٧ -٣,٦ كم/كم٢ فى جبال الأبلاش، بينما نجدها فى نيوجرسى ٣٤١,٩-٨٢٠,٦ وفى ايطاليا بين ٤,٥-٨ كم/كم٢، وفى نيوزيلندا ٨,١٢-١٦,١٦كم/كم٢ وفى الهند من ٠,٨-١,٣كم/كم٢، بينما فى سرى لانكا ٠,٨-١,٣ كم/كم٢، وفى اليابان ٢٨,٣-٣٢,٩كم/كم٢ (*).

ويلاحظ من القيم السابقة درجة التباين العالمية فى قيم كثافة التصريف النهرى، وأن هذه القيم ممثلة لكل من العروض الوسطى، والمعتدلة، وللعروض الحارة (العروض الدنيا)، وأن أثر نوع الصخر وخصائص النبات الطبيعى قد تضمنتها هذه القيم. وقد لوحظ أن القيم الكبيرة والتى بلغت ٨٢١كم /كم٢ قد سجلت فى بيرث أمبوى الصناعية بالولايات المتحدة، حيث أن المنطقة خالية من النبات الطبيعى، وغزيرة الأمطار، مما يقلل من الفاقد ويزيد من فعالية المياه فى تشكيل مجارى الأودية، والقيم الأعلى من ١٠٠كم/كم٢ سجلت فى داكوتا الجنوبية وفى أريزونا. كما أن معظم القيم الأعلى من ٢٠حتى ٤٠ أو ٤٢ كم/كم٢ معظمها فى مناطق فردية متباعدة ومحدودة وذات مناخ متميز .(Gregory, 1976, p.291) ولوحظ أن القيم المرتفعة للكثافة توجد فى حوض البحر المتوسط وتتدرج من الأقاليم المناخية المعتدلة، إلى المناخ شبه الجاف، ومن المناطق الجبلية إلى الهضبية، ولهذا يشير ملتون Melton عام ١٩٥٧ أن نحو ٩٢% من الخصائص التى تحكم كثافة التصريف المائى يُفسرها معامل(P-E) ثورنثوايت للتبخير والترسيب، وهى المياه المتاحة للجريان، وتشكيل السطح.

(*) مستخرجه من Derbyshire 1976,.

وقد اعتبر هورتون Horton عام ١٩٣٢ أن كثافة التصريف التى تتراوح بين ١,٥ ميل/ الميل المربع (٠,٩٧ كم /كم٢) وبين ٢ ميل (١,٢٤كم/كم٢) والتى تميز اقاليم التساقط الغزير هى عبارة عن أحواض صخورها غير مسامية مع وجود تسرب المياه بمعدل عالى.

ويوضح جدول (٨) أن الكثافة المنخفضة لشبكات التصريف تقل قيمها عن ٢٠ ميل/ الميل المربع بينما الكثافة المتوسطة تصل إلى ٤٠-٥٠ ميل/الميل المربع، وما تزيد عن ٥٠ ميل/ الميل المربع فهى كثافة مرتفعة، أما إذا زادت الكثافة عن ٢٠٠ ميل/ الميل المربع فتصبح كثافة مرتفعة للغاية.

أنماط شبكات التصريف Patterns :

يقصد بأنماط الشبكات ذلك الشكل العام الذى تنتظم فيه الروافد وخطوط المجارى المختلفة بحيث تعطينا فى النهاية مظهراً عاما لطريقة تقابلها مع بعضها، والمسافات الفاصلة بينها، والاتجاهات والزوايا المختلفة التى تسير بها خطوط الأودية والتى يمكن الحكم عليها واعطائها صفة مميزة لها أو مسمى يتطابق مع خصائص الصورة التوزيعية لهذه الخطوط.

فالنمط الشجرى **dendritic** يوجد فى مناطق صخورها متجانسة سواء صخور رسوبية أو صخور أركية، وتتجمع الروافد النهرية أو مجارى الأودية بزوايا حادة عند المقارن النهرية، وتعطينا شكلاً عاماً فى النهاية على هيئة الشجرة باغصانها وفروعها، يمثل جذعها المجرى الرئيسى فى الشبكة، ويوجد فى سيناء وادى وتير الذى يأخذ هذا الشكل، ووادى العريش أيضاً، وتوضح صورة (٥) النمط فى جبل طويق ممثلة فى وادى العمارية ووادى لبن (روافد وادى حنيفة بالرياض) إضافة إلى وادى جريملاء ووادى الخرمة ووادى تربة شرق الطائف ووادى الحمض بمنطقة المدينة المنورة.

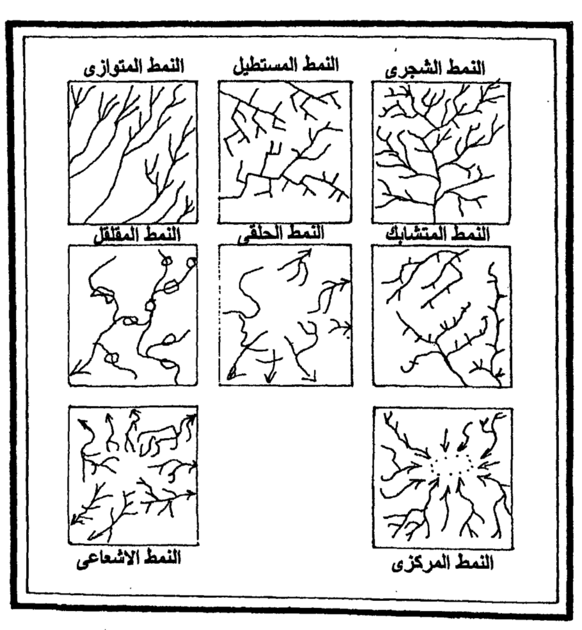
ويتميز النمط المستطيل **Rectangular** بان زاوية إلتقاء الروافد بالمجارى الرئيسية أكبر من نظيرتها فى النمط السابق، وتقترب الزاوية من الزاوية القائمة أو شبه القائمة، وتكون هذه الروافد محكومة أساساً بعامل البنية الجيولوجية من صدوع وفواصل وغيرها، والتى غالباً ما تتقاطع مع بعضها وتختارها المجـارى كنقـاط ضعف لحفر مجاريها، ويظهر ذلك من شكل (١٧).

أما النمط المتوازى **Parallel** فيوجد حينما تأخذ معظم الأنظمة النهرية اتجاهاً عاماً فى صورة متوازية، والتى تكون محكومة بمحدبات ومقعـرات متجـاورة أو متوازية، أو تكون محكومة بمجموعة صدوع رئيسية يوازى بعضها البعض، ومن أمثلة هذا النوع الأودية الموجودة فى إقليم ميزافيرد فى منطقة المتنـزه الـوطنى بولاية كلورادو بالولايات المتحدة (أبو العينين، ١٩٨٩، ص٤٨١)، صورة (٦).

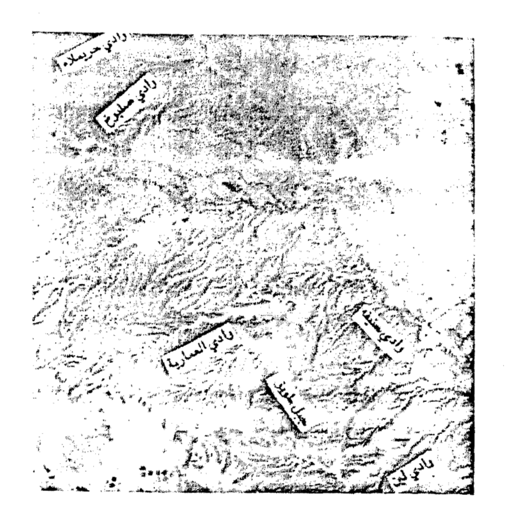
ويتميز النمط المتشابك **Trellis** بوجود مجارى رئيسية تسير مـع الانحـدار العام للسطح، وتلتقى بها روافد قصيرة الطول، وتتبع مكاشف الطبقات أو مضربها strike، وتتلاقى مع الأودية الرئيسية بزوايا قائمة، وتكـون الروافـد باتجاهـات عرضية على المحور الطولى للمجارى، كما فى شكل (١٧).

ويوجد النمط الحلقى **Annular** فى المناطق التى تظهر بهـا ملامـح القبـاب domes التى تعرضت للنحت من أعلاها وتخفيضها مـن المنتـصف، حيـث تتبـاين الصخور، وتبدو خطوط التصريف فى هيئة حلقات على طـول المنـاطق الـصخرية الضعيفة الممتدة فى هيئة حلقات غير كاملة (محـسوب، ١٩٩٨، ص ص ١٩٥-١٩٦) كما فى أودية تلال أبو رواش غرب القاهرة.

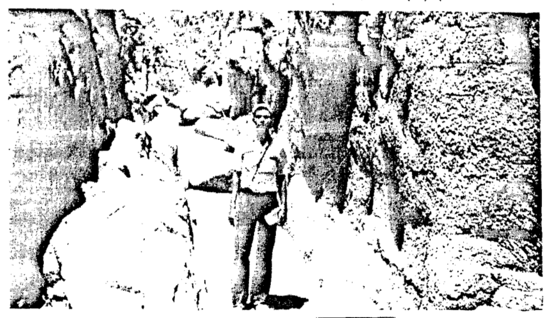
أما النمط المقلقل **Deranged** فهو يظهر فى الظروف الجيولوجية حديثـة التكوين، ولايرتبط بنوع الصخر أو البنية الجيولوجية، والسبب فى ظهور صـورة هذا النمط هو أن شبكة التصريف تكون حديثة النشأة، ولم يمض وقت طويل لكـى تكتمل الشبكة، ولذا فإن صورتها غير مكتملة، حيث تكثـر المـستنقعات والبـرك والبحيرات بشكل كبير داخل شبكة التصريف (أبو العز، ١٩٧٦، ص ١٩٧).



أنماط شبكات التصريف
شكل (١٧)



صورة رقم (٥) نماذج للأودية من النمط الشجرى فوق جبل طويق



صورة (٦) نموذج للأودية الصدعية الخانقية فى صخور أركية
جنوب دهب شرقى شبه جزيرة سيناء

ويعتبر نمط التصريف المركزى **Centripetal** نمطا مميزاً يرتبط فى غالبية أجزائه بالوضع الطبوغرافى، حيث توجد المنخفضات أو الأحواض التى تنحدر إليها مجارى الأودية مع ميل السطح الذى يكون مقعراً لأعلى، ويكون التصريف متجها نحو منطقة مركزية هى الموضع المنخفض. ومن أمثلة هذا النمط الأودية المنحدرة إلى حوض تاريم وحوض زونجاريا، ونحو وادى عربة بالأردن، وتصريف الأودية الجافة فى المنخفضات الصحراوية مثلما الحال فى منخفضات الصحراء الغربية فى مصر، ونحو وادى الموت death valley فى الغرب الأمريكى.

وعلى العكس من النمط السابق نجد النمط الاشعاعى **Radial** حيث تكون الطبوغرافيا محدبة لأعلى والانحدار والميل نحو الخارج، وبالتالى فان الأمطار تنحدر على الجوانب مكونة أنظمة نهرية أو مجارى تتجه نحو الخارج، وبصورة منتشرة ومتشععة. ويظهر هذا النمط بوضوح فى مناطق المحدبات، والقباب التى لم تنحت ولم تجوف من وسطها، كما فى شكل (١٧).

القطاع الطولى والنهر المتعادل :

يتميز القطاع الطولى للمجرى النهرى بارتباطه بعمليات النحت وتخفيض السطح وتسويته والوصول به إلى مستوى القاعدة النهائى وتكوين شبه السهل، وإذا كانت منطقة حوض التصريف تمر بمرحلة الشباب يكون شكل القطاع الطولى قصير نسبياً، وشديد الانحدار، وشكله يكون محدباً لأعلى فى معظم الحالات، أو فى معظم أجزائه.

وإذا كان الحوض يمر بمرحلة النضج فإن القطاع الطولى للمجرى يصبح مستقيماً فى جزء ومقعراً فى بعض المواضع، بينما فى مرحلة الشيخوخة يصبح القطاع الطولى مقعراً إلى أعلى فى شكله العام، ويقترب فى معظمه من مستوى القاعدة النهائى. ومن نماذج القطاعات الطولية المقعرة نسبياً هو القطاع الطولى لنهر تارينج Tarenig فى وسط ويلز بالجزر البريطانية، والقطاع الطول لنهر واى wye الأعلى، كما فى شكل (١٨).

والقطاع الطولى المثالى يكون سلساً، ومقعراً على طول إمتداده، وحيث أن المجرى يتميز بالتصريف المائى الكبير والحمولة الكبيرة فى مرحلة الشيخوخة فإن النهر يقل إنحداره، ويقترب من الحدود الدنيا لمستوى القاعدة. وتطغى على مدخله مياه البحر أو إذا قلت الانحدارات عند مخرج الوادى. وعادة فإن ما يقطع إنتظام القطاع هو : إما تغير مستوى البحر بالارتفاع وطغيانه على مخرج الوادى، أو وجود ظروف بنائية لصخور المجرى مثل وجود الشلالات، أو بروز الجنادل والمسارع فى مجرى النهر وهذا لا يساعد على إنتظام القطاع الطولى.

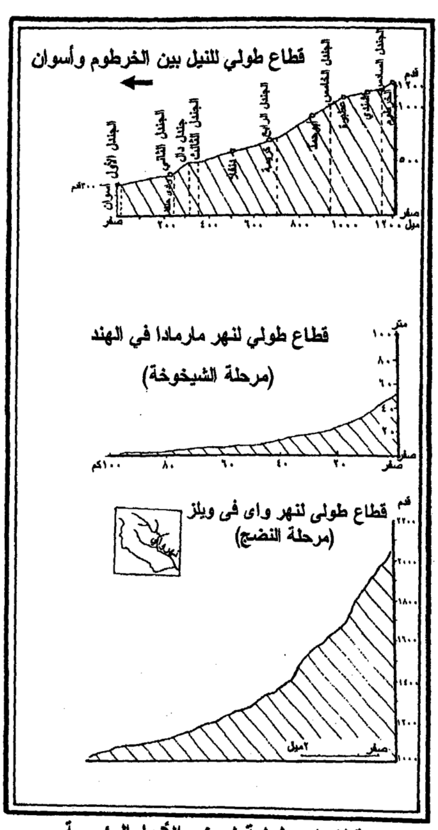
وتؤثر التباينات الصخرية على شكل القطاع الطولى للمجرى، حيث أنه إذا ظهرت صخور صلبة فى المجرى واعترضته فإن هذا يكون جنادل، وقد تتكون المسارع، وفيها يستدق المجرى فى إتساعه، وتمثل معظم هذه المواضع نقاط تغير فى قاع المجرى بحيث تشتد عملية تعميق المجرى أكثر من التوسيع فى هذه المواضع مما يميل شكل القطاع الطولى إلى التقعر فى معظم الحالات أكثر من تحدب قاع المجرى خلال القطاع الطولى كما هو واضح فى شكل (١٨) حيث يلاحظ أن القطاع الطولى لنهر النيل يتقعر فيه المجرى عند الجندل السادس والرابع والثانى.

النهر المتعادل Graded Rivers :

يشار إلى النهر المتعادل بان النظام النهرى قد إكتسب فى أجزائه قطاعاً متوازناً، وانها حالة نظرية أكثر من انها تمثل القدرة على حمل الرواسب بكمية تكون مساوية للحمولة التى يحملها فعلاً فى أرض الواقع.

كما يشار أيضاً إلى ان النظام النهرى المتوازن تماماً لايمارس عمليات النحت ولاعمليات الارساب، وكل هذه الاحوال السابقة ليس لها وجود حقيقى.

لهذا فإن النهر الناضج يقوم بالارساب فى أية لحظة نتيجة الزيادة المؤقتة



قطاعات طولية لبعض الأنهار الرئيسية

شكل(١٨)

فى حمولة النهر، أو نقص حجم المياه حيث تتغير الأحوال إلى عكس ماكانت عليه من زيادة فى الكمية وقوة فى حركة للمياه.

ويلاحظ ان تغير خصائص حمولة النهر تعدل من قدرة النهر على الحمل وتسبب إما النحت أو الارساب. مثل هذا الصراع يستمر فى المجرى لكى يستمر القطاع متوازناً، ومن المعروف أن التغير فى جزء من النظام ينعكس على إعادة التوافق فى النظام الكلى.

ويعتبر جلبرت G.k. Gilbeert من أوائل الجيومورفولوجيين الأمريكيين الذين أسسوا ووضعوا المحددات للنحت النهرى، حيث ذكر أن الأنهار تكون لديها القدرة على حمل الرواسب بكمية كبيرة، وأن هذا دلالة على أن طاقة النهر كبيرة ولها القدرة على نقل المياه والرواسب. واعتقد بذلك بأن الأنهار المتعادلة هى الأنهار التى تكون غير قادرة على تعميق أوديتها أو تغيير شكل إنحدار قطاعاتها الطولية مباشرة، رغم أن الأنهار التى تصل إلى حمولتها كاملة تكون لديها القدرة على النحت الجانبى (Small,1985,p.53)، أى أن مرحلة التعادل فى نظره تمثل حالة تطور أخيرة فى النظام النهرى.

كما أن ديفز لم يوافق على أن الأنهار المتعادلة ليس لديها طاقة تمكنها من نحت قيعان مجاريها، واعتبر أن حالة التعادل فى النهر قد حدثت فى الفترة المبكرة من دورة التعرية، خاصة عند دخول النهر فى مرحلة النضج.، وذكر بأن استمرار حالة التعادل لابد أن تتضمن بالضرورة بعض النحت وتخفيض قاع المجرى.

وقد ذكر ماكين ١٩٤٨ أن النهر المتعادل هو الذى وصل خلال فترة زمنية فى إنحداره بما يمكنه من نقل كل حمولته التى يجمعها على طول إمتداده خاصة التى يجمعها من المجارى العليا. وقد أصبحت مشكلة تعادل النهر فى الدراسات الجيومورفولوجية أقل اهتماماً بعض الشيئ، حيث أصبحت مجالات الاهتمام تنصب على الأشكال الدقيقة وعلى العمليات الجيومورفية فى النهر أكثر من معالجة قضية جدلية نسبية.

ويفسر أرثر بلوم (Bloom , 1969) المتغيرات والخصائص النهرية التى تحكم النهر المتعادل أو المتوازن، ويذكر أن حالة التوازن يمكن تقسيمها إلى ثلاثة فئـــات هـــى : الخـــصائص المـــستقلة independent، والخـــصائص شـــبه المـــستقله semidependent، والخصائص التابعة dependent.

وتتمثل الخصائص المستقلة للنهر والتى تؤثر على حالة توازن النهـــر فـــى كمية التصريف Discharge وفى مقدار حمولة النهر مـــن الرواســـب Sediment، ومستوى القاعدة النهائى ultimate Base level وهى متغيرات يقل تحكم النهر فيها فى معظم الأحوال. فالأمطار هى التى تحكم التصريف النهرى بالإضافة إلى التبخر والتسرب ونوع النبات. وتبقى فقط مساحة حوض التـــصريف هـــى التـــى تحكـــم التغيرات فى نظام النهر. فالنحت الرأسى للأودية والروافد من الرتبة الأولى يمكن لها أن تزيد من مساحة التصريف المائى ولهذا يزيد التصريف، ولكن هذه العمليـــة محدودة لأن هناك نظم نهرية أخرى مجاورة للنهر ومحددة له. أما الحمولة فهـــى ترتبط أيضاً بنفس المتغيرات التى تحكم كمية التـــصريف، بالإضـــافة إلـــى نـــوع الصخر. ومن حيث مستوى القاعدة النهائى نجد أن النهر حينما يصل إليه يفقد كل طاقته وحمولته، وهذه أساساً تكون محكومة بمقدار الارتفاع عن مستوى البحر.

وتتمثل المجموعة الثانية ذات العلاقة بالنهر المتعادل وهى الخصائص شـــبه المستقلة فى كل من عرض القناة المائية أو المجرى، وعمق القناه، وخشونة القاع، وحجم حبيبات الرواسب المحمولة، وسرعة مياه النهر، وميل النهر إلـــى اتخـــاذه صورة متعرجة أو مضفرة braided . ويلاحظ أن هذه المتغيرات تؤثر فى بعـــضها ويرتبط بعضها بالبعض الآخر. فالتصريف المائى يحدد نـــوع الحمولـــة وحجـــم الرواسب، وكمية التصريف تحدد السرعة، وشكل النهر ممثلاً فى المنعطفات نجده يتضمن المياه المتدفقة وحجم وشكل المجرى والقدرة على نحت ضـــفاف النهـــر، ويؤثر الانحدار على سرعة النهر وكفاءة حمله للرواسب.

أما إنحدار المياه نحو المصب فإنه يعتبر المتغير التابع والوحيد بين كل المتغيرات، حيث أنه يمكن أن يتغير بسبب إقامة السدود على المجرى، أو سحب مياه النهر ودفعها إلى الترع. ويتغير طول المجرى بسبب تغير الانحناءات أو بناء الدلتا، ويمثل الانحدار تعديلاً نهائياً، حيث أن النهر يصبح نهراً متعادلاً أو متوازناً. وإذا فرض مثلاً أن تغير الانحدار فجائياً فإنه سوف يكون مشتركاً مع المتغيرات السابق ذكرها.

المقطع العرضى Cross section :

يمثل المقطع العرضى للمجرى تلك الهيئة التى يحفرها النهر ويشكل بها القناه التى تنقل عبرها المياه، ولكننا ننظر إليها (الهيئة) بشكل متعامد على إمتداد المجرى، ويمتد بين ضفتى المجرى شاملاً قاع المجرى.

وتختلف المقاطع العرضية للمجرى فى مناطق المنابع عنها عند مصبات الأنهار. فالمقاطع العرضية فى منطقة المنابع تكون أقل عمقاً فى البداية، وسرعان مايشتد عمق هذه المقاطع تدريجياً حيث يميل النهر نحو التعميق أكثر من التوسيع، ويمكن ملاحظة ذلك فى منابع نهر النيل فى غرب السودان، حيث يلاحظ أن المقطع العرضى للمجرى على بحر العرب جنوب خور الجرنتى له من العمق الكبير اكبر مما له من الاتساع، وعند المنابع فى هضبة البحيرات نجد أن المقطع العرضى لنهر نيمولى قرب بحيرة البرت عمقه ١٧,٢متراً وعرضه ضيق يصل فى حدود ٩–١٠ أمتار، نظراً لأن الصخور أركية، والمنطقة بها آثار فواصل وصدوع أثرت على سرعة التعميق أكثر من التوسيع شكل (١٩).

أما فى حالة المجارى النهرية التى تمتلأ بالنباتات، وتتحول المنطقة المحيطة إلى مستنقعات كما هو الحال فى نهر البيبور الذى ينحدر من هضبة الحبشة إلى النيل الأبيض عند موقع موتير فيلاحظ أن المجرى متسع بدرجة كبيرة، ويقل العمق بشكل واضح، ولذا تنتشر المياه على الجانبين مكونة مستنقعات، ويصبح مجرى

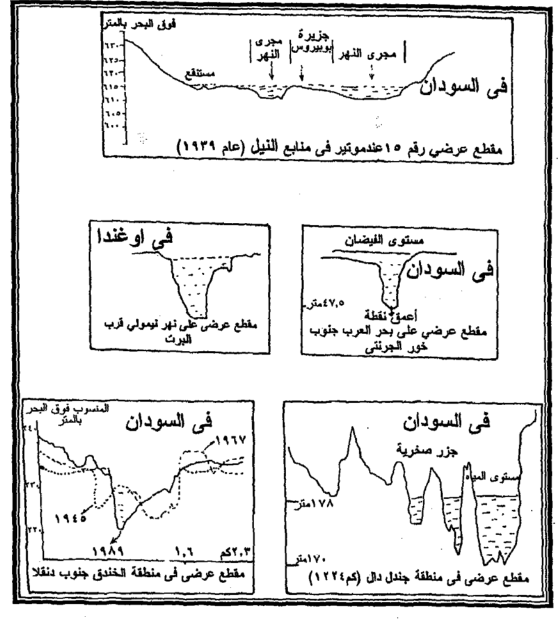
النهر متشعباً وتحصر المجارى فيما بينها جزراً.

وبمقارنة القطاعات شكل (١٩) يلاحظ أن الاتساع أخذ فى الزيادة التدريجية بالاتجاه نحو المصب بدءاً من بحر العرب، ونيل البرت، ثم نهر البيبور ووصولا إلى النيل النوبى فى الوسط الشمالى للسودان، ويزيد إتساع المجرى من ٩٠٠متر جنوبى دنقلا فى السودان إلى ١٠٧٠ متر فى قطاع كيلو ٢٠٥ شمال إسنا فى جنوبى مصر. ويزيد العمق بمعدل أقل حيث يكون فى بحر العرب ٣,٢ متر وفى نهر البيبور ٦,٧ متر، ويصبح جنوبى ودنقلا ١٢,٦ متر وفى منطقة إسنا فى مصر ٧,٧٩ متراً كما فى جدول (٩) حيث الاتجاه العام نحو زيادة الإتساع أساساً.

ويختلف المقطع العرضى للمجرى فى مناطق الشلالات عن المناطق التى يحفر فيها النهر مجراه فى تكوينات رسوبية مفككة.فالمقطع العرضى لنهر البيبور وفى المنطقة جنوبى دنقلا يتميز بانه يأخذ الشكل الطولى (المستطيل) أو الشكل المثلثى، فى حين يتميز المقطع العرضى فى منطقة شلال دال شمال السودان - حيث الصخور الأركية - بعدم الانتظام التام، وبانه عبارة عن مجموعة مجارى متجاورة تفصل بينها عدة جزر صخرية يبلغ عددها ٣ مجارى رئيسية، وأن مناسيب هذه المجارى المتشعبة غير متساوية على الإطلاق، وأن هناك ميلاً عاماً للمجرى فى زيادة عمق فى المجرى الشرقى وقلة العمق بالاتجاه نحو الغرب كما فى شكل (١٩).

وتختلف المقاطع العرضية أيضا باختلاف عمليات النحت والارساب، فالمقاطع العرضية فى المناطق التى تتعرض للنحت نجدها لها من العمق أكثر مما لها من الإتساع، بعكس الحال فى المناطق التى تتعرض للإرساب حيث يعلو قاع المجرى، ويتم بناء حواجز مغمورة، فيقل العمق وبالتالى يزيد العرض إذا قورنت بالعمق فيختلف بذلك شكل المقطع.

وتختلف المقاطع العرضية باختلاف المرحلة التطورية التى يمر بها النهر. فإذا كان النهر فى مرحلة الشباب يصبح المقطع عميقاً بدرجة كبيرة وإتساعه ضيقاً



أنماط من المقاطع العرضية لصخور مختلفة فى القطاع الأعلى والأوسط لنهرالنيل

شكل (١٩)

جدول (٩)

خصائص المقطع العرضى لنهر النيل وروافده فى قطاعات مختلفة بالمتر

المنطقة	العرض بالمتر	العمق بالمتر	معامل العرض على العمق
بحر العرب	٤٧,٥	٣,٢	١٤,٨
نهر نيمولى قرب البرت	٩	١٧,٢	٠,٥٢
كيلو ١٠٠١ شمال الخرطوم عند دنقلا	٩٠٠	١٢,٦	٧١,٤
نهر البيبور موقع مونتير	٦١٠٠	٦,٧	٩١
قنا قطاع ٢٠٥ شمال إسنا	١٠٧٠	٧,٧٩	١٣٧,٤

بدرجة واضحة، بينما إذا كان فى مرحلة الشيخوخة يصبح المقطع ذو إتساع كبير يفوق التعمق، ولذا تختلف أشكال المقاطع العرضية حسب المرحلة التطورية للنهر.

ويؤثر نوع الصخر على المقطع العرضى، بحيث إذا مر النهر فى مناطق الصخور الأركية خاصة فى مناطق الجنادل فإن قاع المجرى يصبح غير منتظم لوجود صخور الجنادل والمسارع، بينما إذا كان النهر يعبر منطقة رواسب فيضية ارسبها لنفسه وكون سهله الفيضى فإن المقطع يميل إلى الانتظام ويتميز قاع المجرى بالاستواء إلى حد كبير.

ويشار عادة إلى شكل المقطع العرضى إذا كان شكله منتظماً أم لا، ولهذا فإن قياس انتظام المقطع يعتمد على تقسيم إتساع المقطع الممتد بين الضفتين ممثلاً فى سطح المياه إلى قسمين متساويين، وعمل خط عمودى من أعلى إلى أسفل يصل بين نقطة المنتصف وقاع المجرى. وبذلك ينقسم المجرى إلى قسمين، فإذا تساوى القسمين فى مساحتهما أصبح المقطع منتظماً، وإذا اختلفا أصبح المقطع يتسم بعدم إنتظام Asymmetry .(Richards, 1982, p.10)، كما فى شكل (٢٠).

وعامة ينتج عن النشاط البشرى المتصل بالمجرى النهرى بشكل مباشر تغيرات، سواء بسبب المنشآت الهندسية التى يقيمها الانسان مثل الكبارى والسدود، أو عمل تكسية لضفاف المجرى بالأحجار لتثبيتها، وعمل قواطع فى المجرى مثل شق الترع والقنوات التى تأخذ مياهها من النهر، وكلها تمثل أعمالاً تعتبر تعديلاً لمجرى النهر، وتتسبب فى تغيرات فى المقطع العرضى، وفى القطاع الطولى، وقد يصل تأثيرها إلى تغير الشكل العام للمجرى، وكل ذلك قد يتسبب فى زيادة كفاءة المجرى وقد يمنع ويحول دون نحت القاع أو الضفاف.

وهناك تأثيرات للانسان غير مباشرة تنعكس على المجرى النهرى، ومنها تقطيع الغابات أو استزراع الغابات، حيث أنه فى الحالة الأولى يزداد التدفق بينما يقل فى الحالة الثانية، كما أن إنشاء الطرق وتحويل المناطق الواقعة بين الأودية إلى استخدامات أخرى قد جذبت انتباه الإنسان فى الفترات الأخيرة لاستغلال مياهها فى مشروعات متميزة وتحويل اتجاهات المياه فى أعالى الأنهار، بالإضافة إلى تأثير عملية التحضر ومستواها المرتفع الذى وصلت إليه كثير من الدول والتى تتطلب استهلاك كميات كبيرة من المياه، وغالباً لاتعود إلى النهر مرة أخرى، فيقل التصريف النهرى ويميل النهر للإرساب.

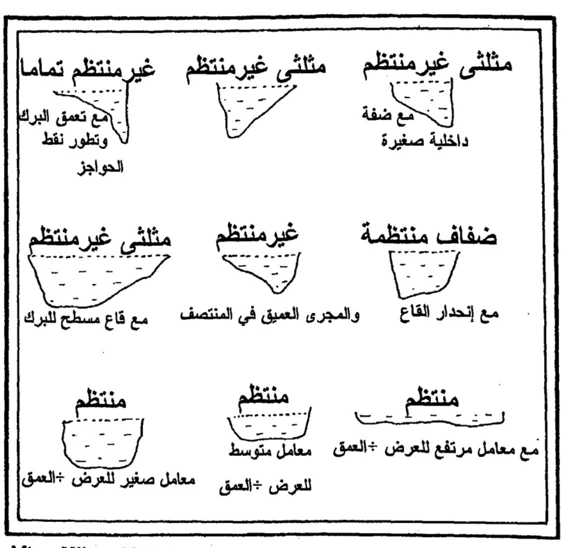
العمليات الفيضية :

تتمثل العمليات الفيضية التى تقوم بها الأنهار بشكل أساسى فى عمليات النحت والنقل والإرساب، ويمكن تناول كل عملية منها بقدر من التفصيل.

العوامل التى تحكم معدل النحت النهرى :

توجد عدة عوامل تتحكم فى قدرة النهر على النحت، ومقدار هذا النحت، وتوجد علاقات بين هذه العوامل أيضا، والتى تتمثل فى الصور الآتية :

- إذا زادت كمية المياه فإنه يتبعها زيادة فى سرعة جريان مياه النهر وينتج عن ذلك زيادة قدرة النهر على ممارسة نشاطه فى عمليات النحت.



After: Milne. 1979, P.225

أنماط المقاطع العرضية لمجاري الأنهار وخصائص القاع المرتبط بكل منها

شكل (٢٠)

- أنه بزيادة إنحدار المجرى سواء بسبب ظروف طبيعية أو بسبب تدخل الإنسان فإن ذلك يزيد من سرعة التيار، وبزيادة سرعة التيار تزداد قدرة النهر على النحت.
- إذا زادت خشونة جوانب المجرى أو الضفاف Banks أو القاع bottom فإن هذا يضعف التيار، ويقلل سرعة المجرى فتقل بذلك قدرة النهر على النحت.
- إذا زادت كمية حمولة النهر من الرواسب فإن هذا يزيد من قدرته أولاً على النحت والنقل، لأنها تستخدم كمعاول مساعدة مع سرعة المياه في العمل على زيادة النحت، وتزيد سرعته، وتكون لديه القدرة على حمل كميات كبيرة من الرواسب.
- إذا تدخل الإنسان فى المجرى سواء بإنشاء قناطر وسدود، أو عن طريق تصريف مياه النهر إلى الترع المتصلة به فإن هذا يجعل النهر يميل إلى الإرساب بسبب نقص المياه المتدفقة به، وسرعان ما يتحول إلى حالة النحت بالإتجاه نحو المصب بعد إرساب كمية كبيرة من حمولته

وتؤثر كميات التساقط على الجريان النهرى وبالتالى على كمية الرواسب التى يتم نحتها ونقلها عبر المجرى، فقد وجد فى الولايات المتحدة أن الكمية المنتجة من الرواسب فى أحواض التصريف فى الأقاليم المناخية المختلفة تصل إلى أقصاها فى المناطق التى تتلقى أمطار قدرها ١٠-١٤ بوصة، ويقل الجريان فى حالة زيادة كثافة الغطاء النباتى الطبيعى. ويلاحظ أن كمية الرواسب التى تصل أمام الخزانات والسدود إذا كان التساقط ١٠ بوصات تبلغ ١٨٠ طن / الميل المربع، وإذا وصلت كمية الأمطار إلى ٣٠-٤٠ بوصة تزيد كمية الرواسب المنتجة بفعل النحت النهرى إلى ١٧٩٠ طن / الميل المربع.(Langbein & Schumm, 1958,pp. 1076-1078).)

عملية النقل :

يتم نقل الرواسب عن طريق الأنهار والتى تظهر فى عدة أشكال للحمولة النهرية، إما عن طريق دحرجة الرواسب فوق قاع المجرى وتعرف بعملية الجر أو السحب Traction، أو بطريقة الوثب الفجائى أيضاً لجزئيات الرواسب ومسببات أخرى تؤدى إلى تحريك الرواسب فى حركة قافزة، بحيث ترتطم الرواسب أثناء تحريك الرواسب وتعرف هذه العملية بعملية القفز Saltation.

والطريقة الثالثة لنقل الرواسب يتم فيها حمل الرواسب بين أجزاء المياه المتحركة فى شكل محمول وتعرف بطريقة التعلق Suspension، بالإضافة إلى إذابة الصخور وحمل الرواسب فى هيئة مذابة وتعرف هذه الطريقة بالإذابة الكيميائية Chemical Solution، وهى الطريقة الرابعة وبشكل عام تؤثر سرعة المياه على نقل الرواسب الصلبة وليست المذابة.

جدول (١٠)

العلاقة بين حجم الحبيبات وأقل سرعة لازمة لبدأ عملية الجر

حجم الحبيبات بالمليمتر	أقل سرعة سم / ثانية	حجم الحبيبات بالمليمتر	أقل سرعة سم/ ثانية
٠,٠٠١	٣٠٠	١	٤٠
٠,٠١	٨٠	١٠	١٧٥
٠,١	٣٠	١٠٠	٤٠٠

After : Tuttle, 1971,p.28

ويلاحظ من جدول (١٠) أن الرواسب من أحجام الرمل (٠,١-٢ مم) يتم نقلها بسرعة وبسهولة ٣٠-٤٠سم فى الثانية، بينما رواسب الطين الناعم والطمى والحصى الخشن تحتاج كلها إلى سرعات أعلى من أجل بدء حدوث عمليات الجر، فالطمى والطين أبطى فى بدأ الحركة بسبب صغر حجمها وتجاور حبيباتها ولكن يتم حملها مع السرعات المنخفضة سواء بطريقة التعلق أو القفز.

وتختلف قوة الجر أو السحب التى تقوم بها مياه الأنهار أثناء حملها للرواسب التى تجرها على القاع حسب نوع الرواسب وسرعة التيار، ويتضح من جدول(١١) أنه كلما زادت أحجام الحبيبات من الرواسب الطينية الخفيفة إلى الرواسب الطينية فإنها تحتاج إلى طاقة جر اكبر لكى تنقل الرواسب الأخشن. فالرواسب الطينية الخفيفة تحتاج طاقة جر تبلغ ٠,٠٢ رطل / القدم المربع كقوة جر حتى يمكنها أن تصل إلى سرعة نقل للرواسب بمعدل ١,٠٥ قدم / الثانية، وإذا كانت الرواسب طينية رملية Sandy Clay فإنها تحتاج إلى طاقة السرعة ١,٤٨ قدم/ الثانية.

وبزيادة سرعة التيار تزداد قدرته على جر وسحب الرواسب، حيث إذا زادت قوته من ٠,٠٤ رطل/ القدم المربع إلى ٠,٦٣ رطل / القدم المربع فإن قوة جر الرواسب وسحبها على القاع تزيد بسبب ذلك من ١,٤٨ قدم/ الثانية إلى ٥,٩ قدم / الثانية على سبيل المثال أى تزيد فى هذه الحالة نحو أربعة أمثال.

جدول (١١)

العلاقة بين سرعة الجر وسحب الرواسب ونوع رواسب القاع

نوع الرواسب	قدم/ ثانية	رطل/ قدم المربع	قدم/ ثانية	رطل/ قدم مربع
طينية رملية	١,٤٨	٠,٠٤	٥,٩	٠,٦٣
طين	١,١٥	٠,٢٤	٥,٤١	٠,٥٣
طينية خفيفة	١,٠٥	٠,٠٢	٤,٤٣	٠,٣٥

المصدر : نقلاً عن ليليافسكى، ١٩٦٥، ص٢٩٧.

وتقوم الأنهار بنقل الغالبية العظمى من الرواسب التى تم تجويتها من اليابس إلى الماء، أو من القارات إلى البحار والمحيطات، ويتم حمل الرواسب فى المجارى النهرية بثلاث طرق، الطريقة الأول تكون فيها الرواسب من نوع الطمى والطين والتى يطلق عليها اسم mud وهى رواسب ذات أحجام صغيرة مما يساعد المياه إلى حمل هذه الرواسب بين المياه المتحركة وتعرف باسم الحمولة العالقة Suspended load.

أما إذا كان حجم الحبيبات التى تم تجويتها كبيراً، وأن النهر لم يستطع طحن وتكسير الرواسب وتفتيتها بدرجة كبيرة فإنها تظل محتفظة بكبر حجمها، وتصبح الرواسب من أحجام الرمل والحصى بأحجامها المختلفة، وقد تتخللها أجزاء صخرية وشظايا، ومن هنا فإن مياه النهر لاتستطيع حمل هذه الأجزاء فى صورة عالقة بين أجزاء المياه المتحركة فى النهر، ولكن يكون النهر له القدرة على دفعها فوق قاع المجرى فى اتجاه نحو المصب، وتعرف هذه الحمولة بحمولة القاع bed load، ونلاحظ أننا إذا نظرنا إلى المجرى النهرى بالإتجاه نحو المنبع فإننا نلاحظ أن حمولة القاع تنقل بطريقة الجر أو السحب Truction. وقد اشار بلوم (Bloom 1969,) إلى أن مقدار حمولة القاع تصل إلى ١٠% حجم الحمولة المعلقة، رغم أنها تزيد عن ٥٠% من جملة الحمولة فى بعض الأنهار.

وتوجد طريقة ثالثة تنقل بها الرواسب عبر مياه الأنهار وهى أن المياه تكون لها القدرة على إذابة أنواع من الصخور، خاصة الصخور الجيرية، وتحويلها من صورة صخرية صلبة إلى هيئة مذابة طبقا لعمليات التجوية الكيميائية التى سبق ذكرها، وتعرف هنا بالحمولة المذابة .Solution Load وتنتشر هذه الطريقة فى إقليم الصخور الجيرية، وغالبا ماتكسب المياه اللون المائل للبياض، بالإضافة إلى أن أنواع الصخور الأخرى تتم إذابة المواد اللاحمة للحبيبات مما يزيد من ملوحة مياه الأنهار نسبياً عن المياه العذبة النقية التى تسقط فى صورة أمطار، قبل أن تمارس تجويتها الكيميائية مع الصخر.

وقد قدر أن الحمولة المذابة من حمولة النهر تكون عادة أقل من الحمولة العالقة فى مياه النهر. أما فى المناطق الرطبة فإن المناطق التى تنمو فيها الأشجار والغابات تزيد فيها الحمولة المذابة إلى ٥٨% من جملة الحمولة المنقولة، وأن كانت السمة الغالبة للحمولة المذابة أنها أقل فى كميتها ونسبتها من الحمولة العالقة. وبالنسبة لحمولة القاع التى لاتمثل إلا ١٠% فقط من مقدار الحمولة العالقة إلا أنها يمكن أن تصل إلى ٥٠% فى مجارى الأنهار المضفرة .(Ibid.) كما سبق الذكر.

ففى شمال شرق الولايات المتحدة تبلغ الحمولة المذابة فى نهر سانت لورنس ٨٨% من جملة الحمولة العالقة، وفى نهر المسيسبى تبلغ نسبة الحمولة العالقة ٦٥% و ٢٦% حمولة مذابة، بينما تقل حمولة القاع إلى ٦% من جملة حمولة النهر.

الإرساب :

تميل الأنهار إلى إرساب الحمولة إذا تغيرت الظروف فى المجرى.، فإذا زادت حمولة النهر من الرواسب عن قدرته، مال النهر نحو الإرساب.، وإذا قلت كمية التصريف فإن قوة النهر تضعف وتقل سرعته فيميل إلى الارساب. كما أنه إذا إرتفع مستوى القاعدة لأسباب باطنية فإنه يميل النهر إلى الارساب خاصة قرب المصب، وإذا كان النهر يمر بمنطقة بحيرات أو بمنطقة مستنقعية خلال رحلته من المنبع إلى المصب فإنه يتوقف عن الجريان وتضعف سرعته تماماً فيلقى مابه من حمولة كما هو الحال فى منطقة بحيرة (نو) جنوب السودان، وإذا تغير إنحدار المجرى، وإنحدر من منطقة شديدة الإنحدار إلى منطقة أقل إنحداراً أو مستوية فإنه تفترش المياه والرواسب على هذا السطح ويرسب كل مابه من حموله، ومثال ذلك نيل البرت حينما يدخل الحدود الجنوبية للسودان تنتشر الرواسب والمياه فى منطقة بحر الجبل وتكون المستنقعات المعروفة هناك.

الأشكال الجيومورفولوجية الفيضية

أولاً : أشكال النحت :

(١) **الشلالات :** هى من أشكال النحت النهرى، وتوجد فى الأنهار والأودية الجافة أيضاً حيث كانت تجرى بها المياه التى حفرت مجاريها. والشلالات عبارة عن تغير فجائى فى انحدار المجرى، ويخضع الشلال فى نشأته لظروف إختلاف طبقات الصخر وتباين درجة مقاومتها للنحت، وبمساعدة الصدوع والفواصل أحياناً تتشكل الشلالات. وتوجد فى العالم أنواع متعددة من الشلالات تختلف باختلاف الهيئة والإنحدار، ويمكن عرض أنواع الشلالات :

(أ) الشلالات السلمية Step Falls ويتكون مظهرها فى المجرى النهرى حينما يخترق النهر منطقة خانقية، حيث يقوم النهر بنحت مجراه فى صورة وادى معلق، ويبدو به التباين فى امتداده المتتابع، وينتهى إنحدار المجرى المائى فوق سطح أرض جديدة، وإذا وجدت ملامح عدم الانتظام فى البنية فى منطقة النحت السفلى للمجرى ومواجهة له، فإن معدل النحت سوف يتسم بعدم التساوى، وان المجرى النهرى التابع سوف يبدو فى هيئة عدد من السلالم أو الدرجات. وقد يشار إلى هذا النوع من الشلالات بأنها شلالات خطة الصدوع Joint - Plane Falls فوجود الصدوع، مع سقوط الأمطار وتدفق مياه النهر يعمل على تفاوت النحت فى مواضع الصخور المقاومة ومواضع بالفواصل الضعيفة، وتوجد فى النهاية حالات الأودية المعلقة، وقد يصل إرتفاع الأودية المعلقة إلى ١٠٠٠ قدم، ومن أمثلتها تلك الموجودة فى نوتاتاك Nonatak فى شبه جزيرة السكا.

(ب) شلالات الغطاء الصخرى Cap- rock Falls :

هى عبارة عن طبقة من الصخور الرسوبية متصلة، ولها درجة تحمل وتكون جافة محددة بشلال يوجد به خطة صدع، وهو نوع خاص من انواع الشلالات التى يطلق عليها شلالات الغطاء الصخرى (Engeln, 1942, p. 186).

ويتطور شلال الغطاء الصخرى عن طريق النحت التراجعى للمجرى، وتكون الصخور اللينة مثل طبقات الطين والطفل أسفل الطبقات العليا الصلبة مثل الحجر الجيرى أو الحجر الرملى أو الدولوميت، ويتم نحت الصخور اللينة السفلى بمعدل أسرع من الصخور الصلبة التى تقع فوقها ويتكون بذلك هيئة شبه رأسية تعرف بالشلال. ومن أمثلة هذا النوع شلالات نياجرا فى الولايات المتحدة كما فى شكل (٢١). وتشير الدراسات إلى أن معدل تراجع هذا النوع من الشلالات ٥,٤ أقدام فى السنة، ويرجع ذلك بسبب تكون برك الغطس Plunge أسفل الشلال مما يساعد على زيادة النحت السفلى وبالتالى تكسر وانهيار الصخور العليا بمعدلات أسرع.

(ج) شلالات الحواجز الرأسية Vertical Barrier Falls :

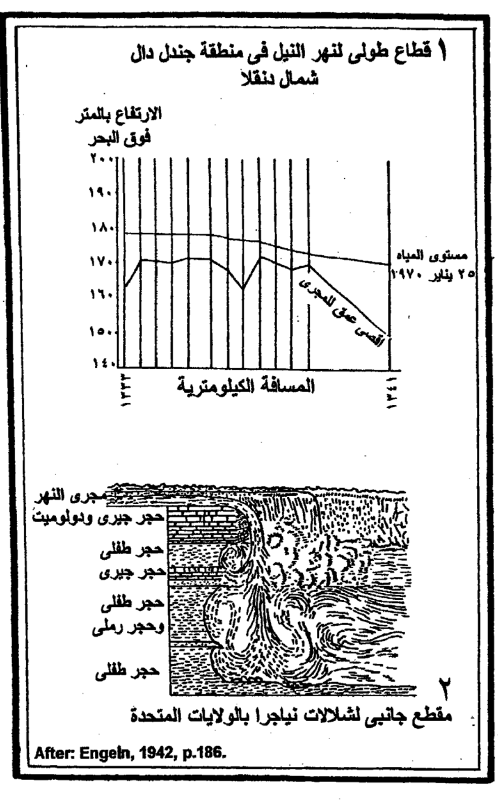
ينتج تكوين هذا النوع من الشلالات عن شدة مقاومة الصخر لعملية النحت بدرجة أكبر من الطبقة الأفقية ترقد تحتها، وقد يوجد قاطع من الـصخور الناريـة يمتد بشكل رأسى فى منطقة تكون الشلال، وتتم إزالة الصخور المحيطة به باتجـاه المصب، وتظل صخور هذا القاطع تقف بشكل رأسى صلب، مكونة بذلك مظهـر الشلال. ومن أمثلة هذا النوع من الشلالات ذلك الموجـود فـى نهـر يلوسـتون Yellowstone فى منطقة المتنزه الوطنى بالولايات المتحدة.

(د) الشلالات المتصلة مكانها Auto consequent Falls :

توجد شلالات قليلة من هذا النوع، وهى تتكون فى حالة قيام الأنهار بحمل كمية من كربونات الكالسيوم فى صورة مذابة، ويعمل إرتفاع درجة الحرارة، وشدة التبخر وعوامل أخرى على إرساب جزء كبير من هذه الرواسب الذائبة، وذلك فى مواضع خاصة على طول المجرى النهرى، وتكون هذه الرواسب محكومة بمعدلات النقل ونشاطها فوق قيعان الأنهار ذات الانحدارات المقوسة. وتعمل هذه الرواسـب على بناء حاجز فى مجرى النهر، والذى يتسبب فى تكون برك تجاه المنبع وتشكيل شلال هابط باتجاه المصب، ومن امثلتها الشلالات على الساحل الادرياتى، وذلـك الموجود فى تيفولى Tivoli قرب روما أيضاً.

الجـنـادل :

تتميز مناطق الجنادل فى الأنهار بوجود العوائق الصخرية فى قاع النهـر، وبعض منها يبدو على سطح المجرى فى هيئة كتل صخرية بارزة متناثرة ومتفاوتة الارتفاعات، وإرتفاعاتها تبلغ بضع أمتار، وغالبا لايزيد الإرتفاع عن ٢٠ متـراً. كما يتميز القطاع الطولى للمجرى فى نطاق وجود الجنادل بعدم إنتظامـه، ويبـدو القطاع مابين إرتفاع وإنخفاض بالاتجاه نحوالمصب، ويتضح ذلك مـن مجموعـة



(١) قطاع طولى لنهر النيل فى منطقة جندل دال فى نهرالنيل بالسودان
(٢) مقطع جانبى لشلالات نياجرا بالولايات المتحدة
شكل (٢١)

القطاعات الطولية لمنطقة جندل دال Dal Cataract فى نهر النيل فى المديرية الشمالية بالسودان والذى يقع على مسافة ١٣٣٢كم إلى الشمال من منطقة المقرن عند التقاء النيل الأبيض بالنيل الأزرق، ويظهر من شكل (١٩، ٢١) أن القطاع الذى يمثل المواضع الأكبر عمقاً فى المجرى توجد فى منتصف مسافة الجندل البالغ طولها ٩ كم، ثم يعاود المجرى إرتفاعه بمقدار أعلى من الجزء الواقع ناحية المنبع، وأن الجانب الأيسر أعمق فى المنتصف بينما فى الجانب الأيمن فى منطقة الجندل يرتفع القاع الصخرى أعلى من الجزء الواقع تجاه المنبع أو تجاه المصب، ويلاحظ أن صخور منطقة جندل دال هى من الحجر الرملى والجرانيت.

المسارع :

هى عبارة عن صخور صلبة، غالبا ماتكون صخوراً أركية، استطاع النهر أن يحفر مجراه ويعمقه ولكن هذه الصخور تظل مرتفعة فى قاع المجرى وتغطيها المياه وتسبب عدم انتظام التيار فى المجرى، إلى جانب أخطارها على الملاحة النهرية.

مثال ذلك ما يوجد فى مجرى نهر النيل فى السودان فى القطاع الممتد من أبو فاطمة إلى حنيك فى شمال السودان، حيث يصبح المقطع العرضى ضحلاً للغاية أثناء فترة جفاف النهر، ولايزيد عمق المجرى عن مترين، ويوجد منخفض واحد فى المجرى فقط بعمق ٤-٥ أمتار وباتساع ٣٠٠-٦٠٠متر حول مسارع كابودى، وعمق المياه ١-٢متر فى وسط المجرى،وفى أثناء الفيضان يرتفع مستوى المياه إلى ٣-٥ أمتار أعلى من مستوى الجفاف، وإذا وصل التصرف اليومى ٧٠٠-٨٠٠ مليون م٣ فإن هذه الكمية تغطى المسارع وتصبح على عمق مترين (Temeco , 1983, p.88).

الحفر الوعائية Potholes :

يكتبها البعض Pot holes وهى مظهر لنحت المياه النهرية فـــى الــصخور، وهى إحدى الصور والأشكال التى تنتج عن عملية النحت التى تتم فى قاع المجرى، وعادة تتكون فى الأودية التى تجرى المياه فى قنواتها، كما تظهر فى قيعان الأودية الجافة أيضاً، خاصة فى مناطق الصخور الجيرية. ويتكون هذا الـشكل المنحــوت بفعل الدوامات التى تحدثها المياه بمساعدة الرواسب الخشنة، والتى تعمــل علـــى سحق القاع بشكل دوّار، بالإضافة إلى تعرض الصخور للإذابة أيضاً، ويـــتم ذلـــك على طول إمتداد المجرى، وقد ترتبط الحفر الوعائية فى تكوينها بمواضع هبــوط المياه فى مناطق الشلالات، حيث يعمل هبوط المياه بشكل شبه رأسى على الاصدام الرأسى بالصخر ونحته وتقويضه وتعميق هذه المواضع أسفل الشلالات.

وطبقا للسابق فإنه توجد ثلاثة أنواع للحفر الوعائية، النوع الأول منها ينتج عن عملية النحت بفعل دوران المياه أو حدوث الدوامات، وهـــو أكثـــر الأنـــواع وضوحاً فى عملية النشأة ويشار إليها بأنها حفر الدوامات eddy holes، ويعرف فى المانيا باسم .strudellocher وينتج النوع الثانى بسبب التصادم المائل بدرجة معينـــة للتيارات المائية التى تتميز بشدة سرعتها فى المنطقة التى توجــد بهـــا المـــسارع Rapids، وهذه الحفر تكون قد اتخذت الشكل المقعر،ولذا قد تـــسمى هـــذه الحفـــر بالحفر المقعرة gouge holes، أما الحفر التى تنتج عن هبوط المياه من أعلى فتمثل النوع الثالث للحفر الوعائية والتى ترتبط بالشلالات وبارتطام المياه عموديا علـــى الصخر، وتمتلئ هذه الحفر بالمياه فيما يشبه البرك، ويطلق عليها حفـــر الغطـــس (A lexander,1932, p.306) plung pools .

ويعتمد شكل الحفر الوعائية على قوة الاصطدام الهيدروليكية بالـــصخور، وعلى سرعة المياه، ودرجة مقاومة الصخر، ومدى وجود تشققات وفواصـــل فـــى الصخور، ولهذا فإنها قد تأخذ شكل حرف U وقد يصبح شكلها مقعراً فـــى هيئـــة

متدرجة وليست ذات حوائط أو جوانب رأسية، وقد تصل أبعادها إلى ١٢ قدماً فى العمق، وقطرها ٤ إقدام.

ثانياً : أشكال الإرساب الفيضى

(١) السهل الفيضى :

هو سطح رسوبى كونه النهر، وهذا السهل يجاور النهر دائماً، ويوجد على جانبى النهر، أو على إحدى جانبيه، وقد يبدو متقطعاً بحيث يوجد فى بعض المناطق ويختفى من بعض المواضع لظروف خاصة بالتطور النحتى وظروف البنية والصخور فى هذه المناطق الأخيرة.

ويتفاوت إتساع السهل الفيضى للنهر، ففى نهر ويلش welsh يتراوح إتساع سهله الفيضى مابين ٢٥٠-١١٠٠ متر، وفى النيل النوبى فى السودان فيما بين الجندلين الثالث والرابع يتراوح إتساع السهل الفيضى مابين ٨٠ متراً فى منطقة الخندق، ١٣٠متراً إلى الشمال من هذه المنطقة وفى جنوب سالى ١٢٥٠ متراً (التركمانى، ١٩٩١، ص ٣١)، وفى الجزء الأدنى لنهرالنيل فى مصر يبلغ أقصى إتساع له فى محافظة بنى سويف حيث يبلغ ٢٢ كيلومتر (أبو العز، ١٩٩٩، ص ١٥٩). وفى الجزء الأدنى لنهر المسيسبى يصل إتساع السهل الفيضى إلى ١٦كم، وفى مواضع أخرى يتراوح بين ٤٠-٢٠٠ كم) (Chorley et al. 1984,p.35).

ويتكون السهل الفيضى بثلاث طرق رئيسية هى : النمو الرأسى، والنمو والاتساع الجانبى، وبتكوين الجزر وهجرة المجرى. وفى عملية النمو الرأسى فى بناء السهل الفيضى فإنها تنتج عن فيضان النهر بكميات كبيرة على الجانبين، فيتخطى الضفاف، وترسب المياه مابها من حمولة عالقة، خاصة اثناء استقرار المياه لفترة طويلة فوق السطح ثم تبخرها أو إنسحابها وعودتها مرة أخرى إلى النهر بعد أن تكون قد ارسبت مابها من حمولة، وينتج عن ذلك تشققات عميقة مائلة وطبقات من الطمى Silt والطين Clay ومواد عضوية يتم إرسابها فى المستنقعات

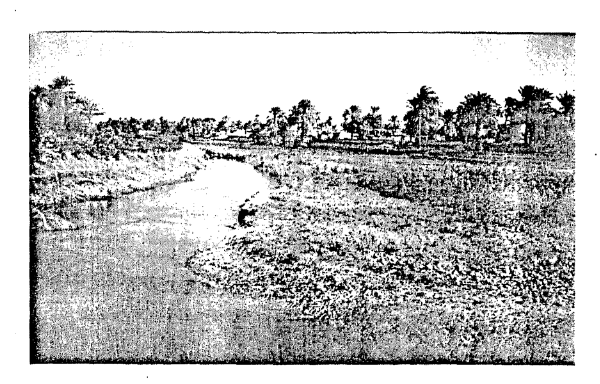
والأحواض والمواضع المنخفضة الواقعة فيما وراء النهر. وعامة فإن الجسور الطبيعية للنهر natural levée تمثل ملمحاً إرسابياً ويعتبر جزءاً من السهل الفيضى وتعتبر بمثابة نمواً أو اتساعاً جانبياً لبناء السهل الفيضى ويظهر ذلك من شكل(٢٢)، وصورة (٧).

أما النمو والاتساع الجانبى فيعمل على بناء السهل الفيضى وذلك عن طريق بناء نقط الحواجز Point bars والحواجز الهامشية للمجرى وكلها تعمل على زحزحة المجرى، وتضاف إلى إحدى الضفاف مما يعمل على تكوين السهل الفيضى وزيادة اتساعه، حيث تستمر عمليات الارساب فوقها ويعمل هذا على زيادة النمو الرأسى، ومعظم الرواسب تتكون من الرمل والطمى silt .

ومن أمثلة عملية الارساب والنمو الرأسى التى عملت على بناء السهل الفيضى ما حدث فى نهر أوهايو بالولايات المتحدة الأمريكية حيث عمل فيضان عام ١٩٣٧ على ارساب ٠,٠٠٢ من المتر من الرواسب الفيضية على السهل الفيضى (Chorley et al, 1984, p.55).

كما سجل المؤلف وتم قياس التغير الرأسى للسهل الفيضى لنهر النيل ميدانيا فى قطاع النيل النوبى فى السودان، والذى نتج عن فيضان عام ١٩٨٨ الذى كان مدمراً، حيث اضافت المياه كمية من الرواسب تم إرسابها فوق السهل الفيضى هناك، ووصل اكبر سمك إرسابى هناك فى منطقة دنقلا وقدره ٢٤,٤سم (التركمانى، ١٩٩١، ص ٧٩).

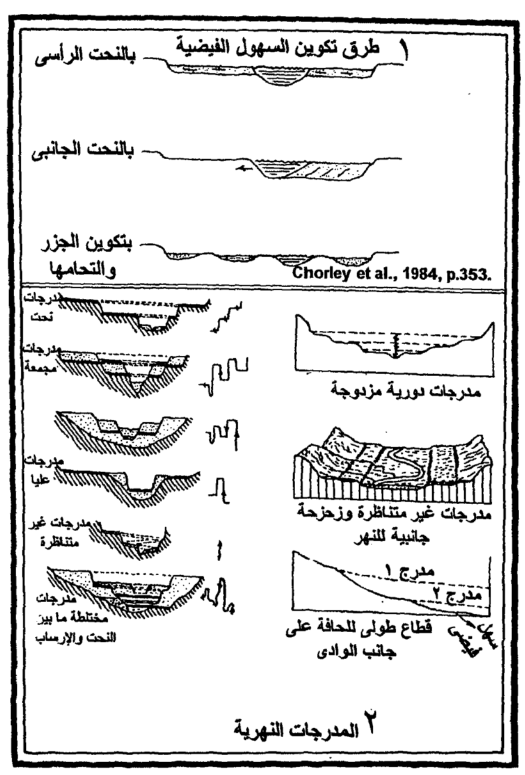
ويؤثر العامل الثالث وهو تكوين الجزر وهجرة المجرى فى بناء وإتساع السهل الفيضى. ومن المعروف أنه إذا تكونت الجزر فى المجرى فإن المجرى يصبح إما مجرى متشعباً أو مجرى مضفراً braided حيث تتكون اكثر من جزيرة متوازية أو شبه متوازية على خط واحد يتقاطع بشكل عمودى على إتجاه المجرى. وبنمو الجزر، وزيادة عمليات الإرساب فى إحدى المجارى المتشعبة فيما بين



صورة (٧) جزيرة الشيخية جنوب قنا والملتحمة بالضفة الشرقية لنهـــر النيــل، ويبدو فى المنصف موضع المجرى المطمور وشغله إنشاء مـــصرف للأراضى الزراعية.



صورة (٨) نماذج من المراوح الفيضية على يمين وادى دهب بشبه جزيرة سيناء



(١) طرق اتساع السهل الفيضى
(٢) انواع المدرجات النهرية
شكل (٢٢)

(الجزيرة وأقرب الضفاف لها) فإن ذلك يتبعها نمو النبات الطبيعي، ويتم تصيد الرواسب، ممايعرض المجرى للإطماء، وإرتفاع قاعه، وقلة كفاءته، ويتحول إلى مجرى ضامر، ويتم ردمه، فتلتحم الجزيرة فى النهاية بالضفة، وتصبح جزءاً متصلاً بالسهل الفيضى، ومن أمثلة ذلك التحام جزيرة التيتى فى منطقة دنقلا شمال السودان فى مجرى نهر النيل بالضفة الغربية مما كون السهل الفيضى غرب المجرى فى هذا الجزء والذى لم يكن يوجد بها سهلاً من قبل، وأصبح إتساع السهل الفيضى بعد التحام الجزيرة٦٥٠ متراً بعد ردم الخور أو المجرى الغربى للجزيرة وكان إتساع المجرى القديم ٤٥,٢متراً (*)

كما سجل وولمان وليوبولد Wolman & Leopold عام ١٩٥٧ اختلاف حركة الزحزحة الجانبية نتيجة التحام الجزر وتغير الموضع الرئيسى للمجرى من مكان لآخر فى عدة أنهار فى الهند وكاليفورنيا ونبراسكا وفى ولاية السكا، ووجد أن المعدل السنوى يتراوح مابين ٣٧ متراً / السنة كأقل معدل وبين ٧٥٠ متراً كأكبر معدل، كما يتضح ذلك من جدول (١٢).

جدول (١٢)

التباين المكانى فى أقصى معدل الزحزحة الجانبية للمجري

النهر	الولاية / الدولة	المعدل متر / السنة
كوسى	الهند	٧٥٠
كلورادو	كاليفورنيا	٢٤٤
المسيسبى	المسيسبى	٤٨
يوكون	السكا	٣٧

After: Wolman & Leopold 1957& chorley et al. 1984.

(*) من القياس الميدانى للمؤلف عام ١٩٨٩ فى السودان بعد فيضان عام ١٩٨٨.

دلتاوات الأنهار Deltas :

تعرف الدلتا بإنها الرواسب الفيضية التي تجمعت وكونت ملامحاً جيومورفولوجية عند مخارج الأنهار، وتتقدم هذه الدلتا إلى الأمام دائما على حساب مياه البحر.

ولما كانت الدلتا تمثل كتلة كبيرة من الرواسب القارية التي قام النهر بارسابها، فإن بنية الدلتا تتكون من ثلاثة أجزاء رئيسية هي : الجزء العلوى Top-set وهي الرواسب التي تراكمت بهيئة افقية بشكل عام عند فم الدلتا ومخرج الوادى النهرى، وهذا الجزء لايصل إلى خط الشاطئ أو إلى البحر. أما الجزء الثاني فهو الجزء الأمامى **Fore - set** وهو عبارة عن مجموعة من الطبقات شأن الجزء الأول، ولكنها هنا تنحدر حيث تجمعت الرواسب أسفل واجهة الدلتا، ولذا فإن هذا الجزء يصل إلى سطح البحر، وليس له بروز تحت مياه البحر، أما الجزء الثالث فهو الجزء السفلى Bottom - set، ورواسب هذا الجزء أكثر نعومة ويكون بروزاً يمتد تحت سطح البحر (Moore & Asquith, 1971,p. 2563).

ويختلف سمك الرواسب في الدلتاوات المختلفة، ومن مكان لآخر في الدلتا الواحدة. فعلى سبيل المثال يلاحظ زيادة سمك الرواسب الدلتاوية في دلتا نهر النيل إلى أكثر من ٤٠ متراً في شرقي قناة السويس في منتصف سهل الطينة، وفي النطاق الواقع خلف الشاطئ فيما بين بور سعيد ودمياط، وتحديداً في منطقة بحيرة المنزلة، في حين يقل سمك الرواسب الدلتاوية بالاتجاه نحو قمة الدلتا قبل تفرع المجرى النهرى عن ١٠ أمتار. ويبلغ سمك رواسب دلتا نهر إيرو في الجزء الواقع في المنطقة الشاطئية نحو ٥٠ متراً.

وتتميز الدلتاوات بمجموعة من الخصائص المورفولوجية، منها وجود الفروع النهرية، والجسور الطبيعية Levées والبحيرات المقتطعة والسبخات والكثبان

الرملية. فدلتا المسيسبى : تتميز بوجود المستنقعات، والخلجان bays شكل (٢٤)، وتتميز دلتا النيل بالسهل الفيضى والمجارى المائية العديدة واللاجونات والسبخات، ودلتا السنغال بها حافات شاطئية وكثبان هوائية، وتشبهها دلتا ساو فرانسسكو، أما دلتا النيجر فتتميز بوجود المستنقعات ونبات المنجروف، والحافات الشاطئية، وبدلتا الدانوب مستنقعات وبحيرات، وحافات شاطئية عديدة. أيضاً.

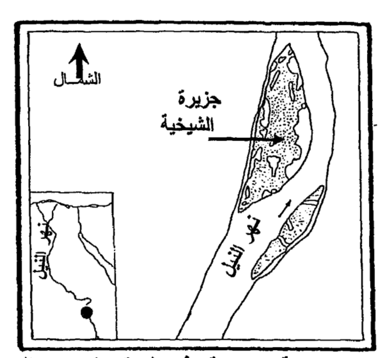
وتتعرض بعض الدلتاوات للهبوط بسبب نقل الرواسب، فدلتا نهر إبرو يبلغ معدل الهبوط بها ٤-٥ ملليمتر / السنة، ودلتا البو ١-٣ مم / السنة، ودلتا الرون ٣-٤ مم / السنة، (Stanley, 1997,p.46)

مراحل تطور الدلتا :

تتشابه الدلتا مع أى شكل آخر من الأشكال الجيومورفولوجية فى انها تمر بمراحل تطور منذ بداية نشأتها ووصولاً إلى تكوين الأجزاء الثلاث السابق ذكرها. واعتماداً على شكل المقاطع الطولية والعرضية للدلتا، ودرجة الوصول إلى خط الساحل، ومدى اكتمال الأجزاء الثلاث السابق ذكرها خاصة الجزء الأمامى أو الجزء السفلى يمكن أن نقسم الدلتاوات حسب مرحلة تطورها إلى :-

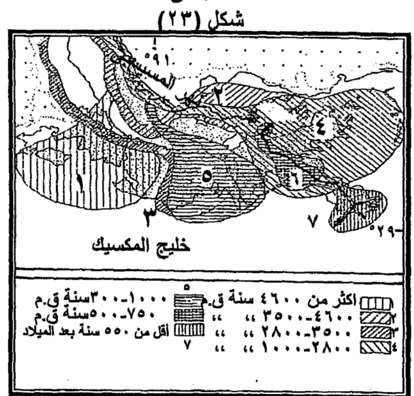
(١) **دلتاوات فى مرحلة الطفولة :** وتكون صغيرة المساحة، ورواسبها مازالت فى مرحلة تقدم من اليابس نحو خط الساحل، والمجرى ليس لديه القدرة على الوصول إلى البحر، وغالبا مايظهر هذا فى مناطق البنية النشطة تكتونيا كما هو على سواحل خليج العقبة وخليج كاليفورنيا وبعض الدلتاوات على خليج السويس.

(٢) **دلتاوات فى مرحلة الشباب:** وهى التى عمل النهر أو المجرى على الوصول برواسبه إلى خط الساحل، وبدأ يتكون بروزاً رسوبيا أمامياً متقدماً فى عرض البحر، بحيث يغير من صورة خط الساحل، من الهيئة المستقيمة لتصبح هيئة متعرجة، ولذا فإن هذه الدلتاوات غير كاملة تماماً فى عناصرها المميزة للدلتا (التركمانى، ١٩٨٧، ص ص ١٩٢-١٩٣) ولكنها فى تزايد فى عدد العناصر.



جزيرة الشيخية جنوب قنا فى طريقها لتوسيع السهل الفيضى

شكل (٢٣)



After: Morgan , 1970, & Bloom.1979, p.244.

مركب دلتا المسيسبى وتغير محاور الفصوص الارسابية عبر الزمن

شكل (٢٤)

(٣) **دلتاوات فى مرحلة النضج :** وهى التى تتكون من الأقسام الرسوبية، الثلاثة السابق ذكرها، وتكون فى المناطق المدارية قد احيطت بشعاب مرجانية وبنباتات المنجروف، وتكون اكبر مساحة من غيرها، وتغير من شكل خط الساحل بشكل كبير، وتقلل من الإنحدار تحت سطح البحر، وقد يبدأ البحر فى تكوين أشكال إرساب بحرية أمامها مثل الألسنة البحرية والحواجز البحرية، والمضاحل أو الشطوط البحرية وغيرها، وعادة تكون هذه المراوح ذات ثقل كبير على القشرة الأرضية، لذا تبدأ فى عمليات الهبوط بمعدلات مختلفة من دلتا لأخرى.

أنماط الدلتاوات :

نظراً للتشابهات المورفولوجية بين الدلتاوات فإنه يمكن تمييز عدة أنماط لها. ومن أنماط الدلتاوات الدلتا: القوسية **arcuate delta** حيث يتكون هذا النمط بتأثير توزيع الحمولة التى تكون غالبيتها حصى ورمال خشنة، ومن الكوارتز وقليل من الحمولة المذابة، ويفيض النهر فوق هذه الرواسب فى غالبية الأحوال وفوق السهل الفيضى والمراوح الفيضية أو الدلتا، ويصبح المجرى مضفراً، ومعظم المجارى ضحلة، وتغير مواضعها بشكل متكرر فى اثناء ارتفاع الفيضان، ويتم بناء الدلتا بمساعدة الفروع الدلتاوية، ومن أمثلتها دلتا النيل، ودلتا نهر الراين، وهوانجهو، والنيجر، والسند، وايراوادى، والجانج، والميكونج، والدانوب، والبو، والرون، والبو، والفولجا ونهر لينا شمال روسيا الاتحادية.

والنمط الثانى من أنماط الدلتاوات هو الدلتا ذات المصب الخليجى **Estuarine**، وهى التى تتكون أمام مصبات الأنهار التى مازالت مخارجها مغمورة بمياه البحر، حيث ان الأعماق الشديدة والتيارات البحرية والأمواج القوية لاتساعد على بناء الدلتا وتقدمها فى عرض البحر، ومن أمثلتها دلتا نهر ماكنزى، ونهر إلب، وفستولا، والأودر، ونهر السين واللوار فى فرنسا، ونهر أوب فى

روسيا الاتحادية، ونهر هدسون فى شمال شـــرق الولايـــات المتحـــدة، حيـــث يـــكون إرســـاب الحمولـــة فى خليج طويـــل ضيـــق، والذى يقوم ببناء حـــواجز مغمورة أو سهل فيضىٍ كثيف أو مناطق مستنقعية (Lobecke ,1939,p.281)

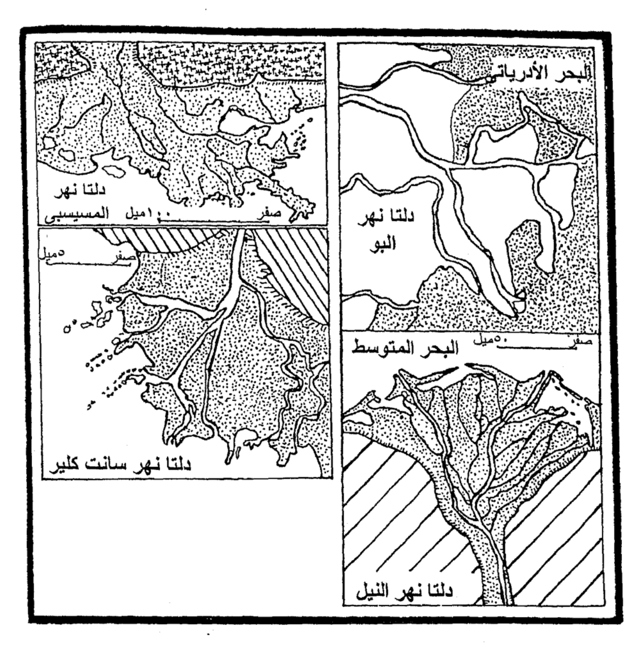
ويمثل نمط قدم الطائر bird's foot النوع الثالث من الدلتاوات، ويتم بناؤهـــا من خلال حمولة كبيرة ينقلها النهر إلى منطقة المصب فى المحيطـــات والبحـــار، ومعظمها مواد ناعمة على العكس من النمط الأول، وقد يحدث أن تتركـــز الميـــاه بحمولتها فى أحد الفروع أو مجموعة فروع بعينها دون الأخرى فـــى فتـــرة مـــن الفترات مما يساعد على أن تتقدم الدلتا فى اتجاهات مختلفة وبمحاور بعيـــدة عـــن بعضـها، وشكلها العام يشبه قدم الطائر باصابعه المختلفة. وتعتبر دلتا المسيسبى خير مثال لهذا النمط، ويشبهها أيضا دلتا نهر سانت كلير.

فدلتا نهر سانت كلير لها جزئين، الأول قديم فى الجانب الـــشرقى والجانـــب الحديث يقع فى غرب الدلتا، وكل منهما يفسر فترة نشاط فى بناء الدلتا.

المراوح الفيضية Alluvial Fans:

تعتبر المراوح الفيضية من الملامح الجيومورفولوجية المنتشرة فى بيئات عديـــدة، وان كانت تظهر بشكل واضح فى البيئات الجافة وشبه الجافة، ويكون لها إنتـــشاراً واضحاً. ففى ولاية كاليفورنيا على سبيل الذكر تغطى رواسب المراوح الفيـــضية نحو ٢٠% أو (١/٥) مساحة الولاية نفسها (Bull, 1964, p.1)، كما نجـــدها فـــى بيئات مشابهة فى مصر كما هو الحال أمام الأودية وعلى جوانـــب جبـــال البحـــر الأحمر، وتنتشر فى شبه جزيرة سيناء، وعلى جوانب المنخفضات فى الـــصحراء الغربية فى مصر.

وعادة توصف المروحة بانها عبارة شكل إرسابى، يأخذ شكلها هيئة مروحية، وتبدو من أعلى إلى أسفل أنها تأخذ الهيئة المخروطية. وتتسم المراوح بـــان قطاعهـــا الطولى يتميز بالتقعر، بينما القطاع العرضى يتميز بالتحدب، نظراً لتراكم الرواسب فى



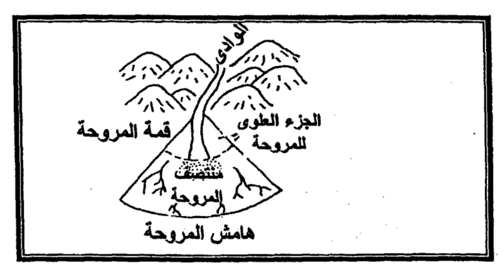
أنماط الدلتاوات النهرية الرئيسية فى العالم
شكل (٢٥)

منتصف المروحة أمام محور المجرى الذى تنقل عبره الرواسب إلى جسم المروحـــة. ومن خلال دراسات عديدة للمراوح التى درسها أنـــستى Anstey, 1965 بلـــغ عـــددها ٢٠٠ مروحة فى أربعة دول، وجد أن نصف قطر المروحة radii يتراوح بـــين ١-٥ أميال فى معظم الحالات، كما فى شكل(٢٦).

أما خاصيـــة المســـاحة فيـــلاحظ أن المراوح تتراوح مساحتها بين أقل من الكيلو متر المربع الواحد إلى عشرات الكيـلومترات المربعة، ولذا فهى تتـــراوح مابين المراوح الصغيرة جداً أو الجنينية والمـــراوح الكبـــيرة للغايـــة فـــى مساحتهـــا، ومن حيث صفة الإنحـــدار قسمهـــا بلسنبـــاخ ١٩٥٤ إلـــى ثلاثـــة أقـــسام هـــى : المراوح الشديدة الانحدار ويكـــون إنحدار السطح بها اكبر من ٥°، والمراوح الخفيفة الإنحدار، وتبلغ درجة إنحدارها ٢°-٥°، ثم المراوح المسطحة أو المستوية وفيها ينخفض إنحدار السطح عن ٢° (Rachocki,1981,p.15).

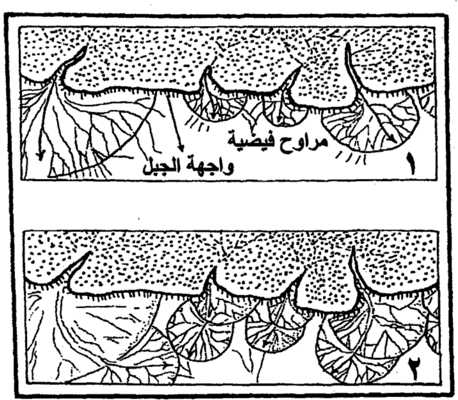
وتتفاوت المرواح الفيضية أيضاً فى إنحداراتها، والانحدار الشائع لها هو مـــابين ٣°-٦°، وقـــد يـــصل هـــذا الإنحـــدار إلـــى ١٠° وذلـــك قـــرب قمـــة المروحـــة (Chorley et al, 1984, p.341).

ويعتمد تكون جسم المروحة الممثل فى الرواسب من مختلـــف الأحجـــام وتـــشكيل المروحة على مجموعة من الضوابط منها الإنخفاض التدريجى فى إنحدار المجارى بالاتجاه نحـــو المصب، وهذا كفيل أن يحول أى مجرى من حالة النحـــت والنقـــل إلـــى حالـــة الارســـاب، ولهذا فـــإن التغير الفجائى أيضاً لبعـــض المجـــارى Arroys من المناطق الجبلية الوعرة والشديدة الانحدار نسبياً إلى مناطق ســـهلية أو مستوية أو مواضع طبوغرافية مقعرة يتسبب فى إرساب المجرى لغالبية حمولتـــه. ويشير بلسنباخ Blissenbach ١٩٥٤ إلى أن النقص فى إنحدار المجـــارى المائيـــة الموجودة على أسطح المراوح يمثل أيضاً أسباب الإرساب .(Bull, 1964,p.17)



عناصر المروحة ومراحل نموها وزيادة جسمها

شكل (٢٦)



After: Rachocki, 1981.

تطور المراوح الفيضية وسهول البيدمونت

شكل (٢٧)

العوامل والعمليات المؤثرة فى نشأة المراوح :

توجد مجموعة عوامل رئيسية تساعد على نشأة المراوح، ومنها :

(١) **العامل الصخرى** : حيث أن إختلاف الصخور يؤدى إلى إختلاف عـدد المراوح فى البيئات المتشابهة مناخياً، لأن الصخور القابلة بدرجـة أكبـر لعمليـة النحت تساعد على بناء المراوح بدرجة أسرع.

مثال ذلك المناطق التى تكون صخورها اركية من نـوع الريوليـت توفـا المتحولة تكون درجة قابليتها للنحت أقل، بينما يتم بناء المراوح بدرجة سريعة فى مناطق صخور الجرانيت البروفيرى رغم أنهما مـن أنـواع الـصخور الناريـة (التركمانى، ١٩٩١، ص٨١)، أما صخور الجرانوديوريت فهى ذات قابلية متوسطة للنحت مقارنة بالنوعين السابقين، كما أنه إذا كانت المنطقـة مقطعـة بالفواصـل والشقوق فان هذا يساعد عوامل النحت على إنتاج كمية أكبر من الرواسـب لبنـاء المراوح.

(٢) **المناخ** : تلعب كميات الأمطار ومايتسبب عنها من جريان سطحى دوراً هاماً فى تكوين المراوح، وترتبط المراوح الفيضية بمناطق قليلـة الأمطـار فـى البيئات الجافة وشبه الجافة والتى تسقط فى فترة وجيزة تجرف معها نتاج التجويـة وتنقلها المياه إلى مخارج الأودية وتعمل على بناء طبقات المراوح الفيضية، وقـد سجل لوستنج Lusting العلاقة بين الإرساب وتكوين المراوح وملامح تغير المناخ، وذلك من خلال المدرجات على جانبى المراوح، والمجارى فوق المروحـة قـرب قمتها (Cooke & Warren, 1973,p.185). وعادة يحدث فى فترات الأمطار الغزيرة إرساب على المراوح بكميات كبيرة، بينما فى الفترات التالية لها والأقل مطراً يقل الارساب.

(٣) **مساحة الحوض** : ويقصد بها وجود مساحة تصريف، تجمع مياه بكمية تسمح بالجريان المائى فى الأودية التى تتكون أمام مخارجها المراوح الفيضية، أما

إذا لم توجد مساحة كافية فإن المياه تفتت الصخور وتكون رواسب ذات هيئة أخرى ولاتساعد على تكوين المراوح بخصائصها المميزة. وتعتبر مساحة الحوض بمثابة مخزون رسوبى، فإذا زادت المساحة زادت كمية الرواسب التى يمكن نحتها ونقلها وإرسابها وبالتالى تزيد مساحة المروحة.

وأهم العمليات المؤثرة فى المراوح الفيضية هى عملية تدفق الرواسب debrise flow والتى تحدث فى الجزء العلوى للمروحة عند منطقة الرأس **fan-head**. كما يحدث أيضاً فيضان المجرى، ويعمل هذا على نقل الرواسب الجلاميدية إلى هذه المواضع، حيث أن قدرة المياه وبمساعدة عامل الإنحدار تمكن المجارى من نقل الرواسب الخشنة إلى هذا الموضع، من أحجام الجلاميد.

أما فى الجزء الأوسط للمروحة **mid fan** فيصل الفيضان بمياهه حاملاً معه بعض الرواسب الأقل حجماً إلى هذا الجزء على سطح المروحة، وتكون الرواسب المحمولة من أحجام الحصى، وتكون المجارى التى تقطع سطح المروحة فى هذا الجزء عبارة عن مجارى مضفرة، حيث توجد الفيضانات الغطائية **sheet floods**.

والجزء الأدنى للمروحة أو البعيد عن قمتها **distal fan** يعتبر أوسع الأجزاء عامة، وبه المجارى المضفرة، والمجارى فى قيعانها الرواسب حصوية، وهى ضحلة العمق، ويتعرض هذا الجزء للنمو دائماً على حساب الأراضى المنخفضة المجاورة له، وتصل إليه أدق الرواسب فتكون ظاهرة البلايا فى نهاية هذا الجزء، وقد يتعرض لتراكم الرمال الهوائية فوقه فى هيئة فرشات رمال أو كومات ونباك أو كثبان رملية صغيرة.

مراحل تكوين المروحة :

فى البداية يستمر المجرى فى تكوين المروحة أمام مخرج المجرى بفعل الرواسب التى ينقلها المجرى حتى يحدث توازناً فى الانحدار وفى سطح المروحة. ونتيجة لزيادة كميات التصريف والرواسب من فترة لأخرى يتعرض

سطح المروحة للتقطع والذى تظهر ملامحه فى الجسم الرئيسى للمروحة، ويحدث أن يصبح المجرى مفعماً بالمياه وبالحمولة من الرواسب فيعمل على بناء مروحة ثانوية صغيرة بهذه الرواسب، ويقطع السطح الأصلى للمروحة، ويصبح منسوبها أخفض من المستوى الأول للمروحة الرئيسية (Lobeck, 1939, p.293).

وفى المرحلة الثانية يتم نحت كمية كبيرة من السطح الأولى للمروحة الرئيسية ويتشكل مجرى جديد متشعب فوق السطح المروحى الجديد، وتتحرك فيه المياه والرواسب، ويصبح معظم السطح الأولى مهجوراً ويقف بمثابة سطح فيضى قديم.

وفى المرحلة الثالثة تتكون حالة ثالثة بنفس الطريقة التى تكوّن فيها المسطح الثانى للمروحة، وتقف البقايا القديمة المتخلفة عن نحت المسطح الثانى على منسوب أكثر ارتفاعاً بمثابة سطح أقدم من رواسب المسطح الثالث وأعلى منه، وهنا يمكن القول بأن المروحة مرت بثلاثة مراحل تطورية، وقد تصل المراحل التطورية إلى أربعة مراحل حسب التغيرات المورفولوجية التى تتعرض لها المروحة بفعل عمليات النحت والإرساب على سطحها وحسب التاريخ الزمنى الذى تم بناء المروحة فيه، كما فى شكل (٢٨).

أما عن العلاقة بين شكل المراوح وعمليات تكوين المراوح فيما يعرف جيومورفولوجيا بالعلاقة بين الشكل والعملية Form- Process relationships فإن الأحواض الكبيرة أو الأكبر تنتج مراوح كبيرة المساحة، وخفيفة الإنحدار وكلها نتاج العمليات الفيضية، وترتبط بالمجارى المائية المنتظمة الجريان، بينما أحواض التصريف الصغيرة المساحة ينتج عنها تكون مراوح صغيرة المساحة وشديدة الانحدار، وتسود فيها عملية تدفق الرواسب، وترتبط بمجارى موسمية أو مؤقتة (kostaschuk ,et. al., 1986,p.476).

وتصنف المراوح الفيضية حسب الرطوبة إلى نوعين هما : المراوح

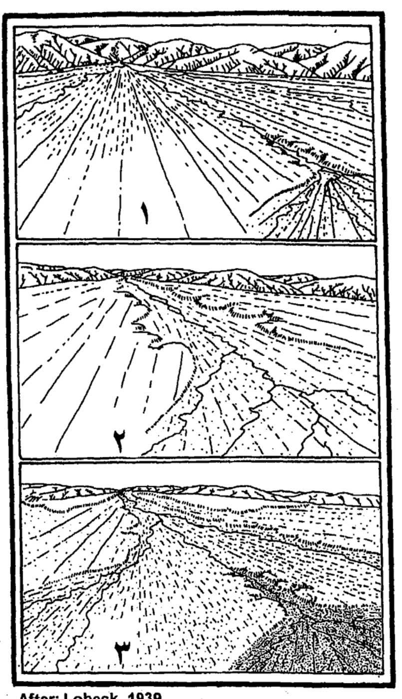
الجافة، والمراوح الرطبة. ومن رواد دراسة المراوح الجافة فى العالم بــول Bull ١٩٦٤، وهوك، واكيس Eckis ١٩٢٨. وبداية يتم تكوين المراوح الفيضية عــن طريق إرساب الأودية لحمولتها قرب واجهة الجبل ويصبح سطحها غير مقطعــاً. وفى المرحلة الثانية حينما تكون الرواسب عند أطراف المروحة، وتتحرك الميــاه والرواسب إلى هذا الموضع عبر خندق حفرته المياه، وهذا يعكس أثر عامل المناخ فى تغير صورة النحت والإرساب، ويساعد على ذلك أيضاً النشاط التكتونى الــذى تتعرض له منطقة المروحة الفيضية، كما يؤثر الاستخدام الأرضى أيضا.

وعادة يلاحظ أن المراوح الأصغر هى المراوح الأكثــر جفافــاً، وأصــغر مساحة، وترتبط فى نشأتها بالبيئة الجافة وشبه الجافة. أما المراوح الأكبر، وهــى المراوح الرطبة أو الأكثر رطوبة وتنشأ فى بيئة مدارية جافة موسمياً، تجرى فيها الأنهار موسمياً أيضاً وتكون ذات أهمية، حيث تتزود بالمياه والرواسب فى فتــرة مــن السنة، وكل عام، مع اختلاف هذه الكمية من المياه وحمولتها من الرواســب من سنة لأخرى أيضا، ولذا فإنها تتعرض للنمو والتغير والتشكيل بمعدلات أســرع من المراوح الجافة.

الجزر النهرية River Islands:

هى أحد الأشكال الجيومورفولوجية التى تتكون فى المجرى النهرى نتيجــة زيادة حمولة الرواسب، وميل المجرى إلى إرساب جزء من الحمولة فى المجرى، ويتم بناؤها فى منتصف المجرى، أو بالقرب من إحدى الضفتين..

وتمر الجزر النهرية بمراحل تطورية حتى تظهر على السطح ثــم يختفــى وجودها من المجرى فى النهاية. ففى البداية تتراكم الرواسب فى قــاع المجــرى خاصة الرواسب الخشنة التى تساعد على تجمع رواسب حولها مع زيادة الحمولة، أو ضعف السرعة أو وجود عوائق مثل النباتات الطبيعية فى المجرى.



After: Lobeck, 1939.

مراحل تطور سطح المروحة الفيضية
شكل (٢٨)

وباستمرار عمليات الارساب في القاع تتكون بذلك الحواجز النهرية، والتي تصل بارتفاعاتها أولاً إلى السطح أثناء فترة جفاف النهر، وباستمرار النمو الرأسى لها تصبح الرواسب أعلى من منسوب سطح الجزيرة، سواء بسبب القاء الفيضانات برواسب فوقها أو بسبب تعميق النهر لمجراه على جانبى الجزيرة، وتصبح لها ديمومة، وبذلك تتكون الجزيرة.

وتتعرض الجزيرة فى مجرى النهر لعمليات نحت فى الطرف المواجه تجاه المنابع لعمليات إرساب فى طرف الجزيرة الواقع تجاه المصب، وبالتالى قد يحدث نوع من هجرة الجزيرة على طول امتداد محور المجرى. كما أنه قد يتم نحت أحد جوانبها والارساب على الجانب الآخر، وبالتالى تتعرض الجزر لعمليات هجرة جانبية أيضاً.

وقد تتعرض الجزيرة للنحت من كلا جانبيها، وكذلك مؤخرتها الواقعة تجاه المنبع مما يعرضها للنحت والتآكل، والاختفاء فى النهاية، وبالتالى تصل إلى مرحلة الشيخوخة. كما قد تختفى الجزر من المجرى النهرى بعد تكونها إذا تعرض احد المجارى النهرية الموجودة على جانبيها لعمليات الإطماء، وارتفاع قاع المجرى، والذى يستدق تدريجياً، ويتحول إلى مستنقع معزول يتم ردمه فى النهاية بفعل العوامل الفيضية وبمساعدة تأثير الانسان فى البيئات المعمورة، وتتصل الجزيرة فى النهاية بالضفة، ويصبح هناك مجرى واحد فقط، وتمثل هذه الصورة مرحلة الشيخوخة لهذا الشكل الجيومورفولوجى.

المدرجات النهرية River terraces:

هى أشكال من ملامح الإرساب النهرى، توجد على جانبى النهر كما توجد على جانبى الأودية الجافة أيضاً، وقد تكون فى البداية عبارة عن مسطحات صخرية ثم تظهر مدرجات ارسابية أدنى منها فى المنسوب. وتختلف المدرجات النهرية عدداً. وفى أسباب نشأتها، وفى ارتفاعاتها فى الأنهار والأودية المختلفة فى العالم.

فالمدرجات النهرية لنهر النيل عديدة ومتنوعة، نظراً للتغيرات التى مر بهـا هذا النهر، ويوجد على جانبيه مالايقل عن ٩ مدرجات نهرية، أعلاها على إرتفاع ١٥٠متراً، ثم ١٤٠، ١١٥، ٩٠، ٦٠، ٤٥، ٣٠، ١٥، ٩ أمتار، وترجع إلى الفترة الممتدة من عصر البلايوسين الأعلى ثم البلايستوسين والفترة الانتقالية بينهما ثـم أواسط وأواخر هذا العصر (أبو العز ١٩٩٩، ص ٢٤٣).

وفى نهر كاكويتا caqueta فى كولومبيا بامريكـا الجنوبيـة تعـرف لنـدن وزملاؤه London et al, 1982, p.354 على مدرجين نهريين على جانبى النهر على الأقل باستخدام الأشعة الرادارية، وهى مدرجات إرسابية، وقد وصلت إرتفاعـات المدرجات النهرية الأقل إرتفاعاً نحو ١٠ أمتار، بينما بلغت مجموعة المـدرجات الأكثر إرتفاعاً نحو ٥٥ متراً عن النهر.

العوامل التى تحكم نشأة المدرجات :

تنشأ المدرجات النهرية نتيجة مجموعة من العوامل التى تؤثر أساساً إما على الجريان النهرى وحمولة النهر أو تؤثر على منطقة المصب وتؤدى فى النهاية إلى تكوين المدرجات منها تغير مستوى القاعدة، وتغيـر الحمولـة، وتغيـر النظـام الهيدروجرافى. فمستوى القاعدة الذى ينتهى إليه النهر ويصب فيه مياهه وحمولتـه المختلفة على المقاطع العرضية للأودية النهرية يؤثر على نشأة المدرجات، حيـث أنه حينما يبدأ النهر فى التعرج والانعطاف يصبح قاع المجرى سطحاً.

وإذا حدث إنخفاض فى مستوى القاعدة فإن هذا يتسبب فى نحت المجـرى، فيترك النهر بقايا الوادى والمجرى القديم فى هيئة مدرج علوى، وإذا تتـابع هـذا الهبوط فى مستوى القاعدة فإن هذا ينتج عنه عدة مدرجات سلمية staircase، مثلما الحال فى المدرجات التى توجد على جانبى معظم الأنهار الرئيسية فـى بريطانيـا انظر الصورة (١٠).

ويؤثر تغير المناخ على تكوين المدرجات النهرية أيضاً، ويظهر ذلـك فـى

حالات تكوين الجليد، حيث يتم تحرك كميات كبيرة من نتـاج عمليـات التجويـة والمواد التى نحتت فى المجرى النهرى، وتصبح حمولة النهر زائدة عن الحد وينتج عن ذلك ميل النهر نحو الإرساب. وإذا حدث أن تغير المناخ فان هذا سوف يقلـل من حمولة النهر وتصبح بالضرورة أقل من سابقتها، وتصبح حمولة النهر أقل من المتوقع مما يحول النهر إلى عمليات النحت بعد ما كان يميل إلى الإرساب، فينحت النهر ويعمق المجرى فى الرواسب السابق إرسابها فى الحالة الأولى مما يعمل على ترك رواسب على الجانبين تقف بمثابة مدرجات نهرية شاهدة على تغيـر النهـر وتعميق المجرى.

أما تغير النظام الهيدروجرافى للنهر فيظهر أثره إذا زادت كميات التصريف بشكل غير عادى نتيجة إتصال النهر ببحيرات مثلما حدث فى وجود الطمى السبيلى فى منطقة النوبة السفلى فى مـصر فـى مواضـع مرتفعـة وفـسرها جرابهـام G.W.Grabham وذكرها ويلكوكس بأن سببها تكون بحيرة السد فى منطقـة بحـر الغزال، ثم حدث إتصال فيما بينها وبين النظام النهرى النيلى فى مصر والذى كان يمثل نظاماً منفصلاً وأصبحت المدرجات النهرية هنا تمثل البقايـا المتبقيـة مـن السهول الفيضية القديمة التى تركت على مناسيب أعلى (أبو العـز، ١٩٩٩، ص ص ٢١٩-٢٢٢).

أنواع المدرجات :

قد تظهر المدرجات النهرية على جـانبى المجـرى وتعـرف بالمـدرجات المزدوجة Paired، وقد تظهر على جانب واحد ويطلق عليهـا فـى هـذه الحالـة مدرجات فردية unpaired، كما فى شكل (٢٢). وتتكون المدرجات المزدوجـة إذا حفر المجرى بشكل عميق arrows، وأخذ فى تعميق مجراه تدريجياً فانه يترك على جانبية مجموعة مدرجات يناظر بعضها البعض.

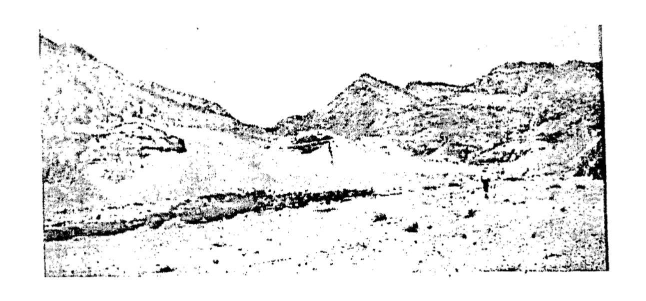
ومن خلال سلوك النهر فى عمليات النحت والارساب وانعكاسها على المقطع

العرضى يمكن توضيح أنواع المدرجات النهرية حسب الطريقة التى تتم بها نشأتها. فالمدرجات تتكون من تعمق النهر فى الرواسب المفككة، أو فى الصخور الصلبة، ولذا فان المدرجات النهرية إما أن تكون ناتجة عن النحت وبالتالى يترك المجرى على جانبيه رواسب على مناسيب أعلى من مستواه الحالى تقف شاهدة على المستوى السابق للجريان، وتكون المنطقة صخرية وقليلة الرواسب، ولذا فان المدرجات النهرية تكون صخرية منحوتة أكثر منها إرسابية ذات مكونات مفككة، وقد يوجد اكثر من مدرج على جانبى المجرى، وتعرف هذه المجموعة من المدرجات بمدرجات النحت .Erosion Terraces أو قد يحدث أن يقوم النهر بتكوين المدرج النحتى وينخفض مستوى المياه به بواسطة تعميق المجرى، ثم تحدث تغيرات هيدروجرافية وتزداد قدرته على حمل رواسب كبيرة يتم إرسابها على الجانبين وفوق المدرج النحتى السابق، ثم يعمق مجراه وينحت جزء من الرواسب العليا الأحدث على جانبيه فيترك الرواسب الأعلى كمدرج إرسابى، وينحت جزء من الرواسب الاحدث، فينكشف المدرج النحتى السابق، وتعرف هذه المدرجات بالمدرجات المجمعة Accumulation Terraces.

وقد توجد مدرجات ناتجة عن النحت، ولكنها لاتوجد إلا على جانب واحد من جانبى النهر، وذلك راجع إلى طبيعة الصخور الشديدة على أحد الجوانب، ووجود أحد الصدوع على هذا الجانب بالإضافة إلى عوامل أخرى تجعل فى الإمكان نحت الصخور على جانب دون الجانب الآخر. وباستمرار نحت القاع يترك النهر مسطحاً علوياً يقف بمثابة مدرج أو أكثر دون وجوده مكرراً على الجانب الآخر، وتعرف هذه المجموعة من المدرجات بالمدرجات غير المزدوجة unpaird terraces وإذا وجد مدرج واحد فى الجانب الوعر نجده لايتمشى فى مستواه تماماً مع مايقابله على الضفة الأخرى للمجرى.



صورة (٩) نموذج للمنعطفات النهرية المعمقة فى الصخور، وعمليات النحت الجانبى، فى شعيب الحسى بصفراء الوشم وسط هضبة نجد



صورة (١٠) مدرجات النحت الجانبية للأودية، نموذج فى أحد الصخور الاركية جنوب دهب مباشرة فى شبه جزيرة سيناء

وتوجد مجموعة رابعة من أنواع المدرجات، بعضها قديم وأخرى أحدث منها، وبعضها تكون مزدوجة توجد على الجانبين وأخرى على جانب واحد فقط، وبعض المدرجات تكون ناتجة عن نحت الصخور وتكوين مسطحات صخرية منحوته وأخرى تكون ناتجة عن ترك الرواسب المفككة على الجانبين، وكل هذه المدرجات تظهر فى المقطع العرضى الواحد، وتعرف هذه المجموعة باسم مدرجات مختلطة combinations.

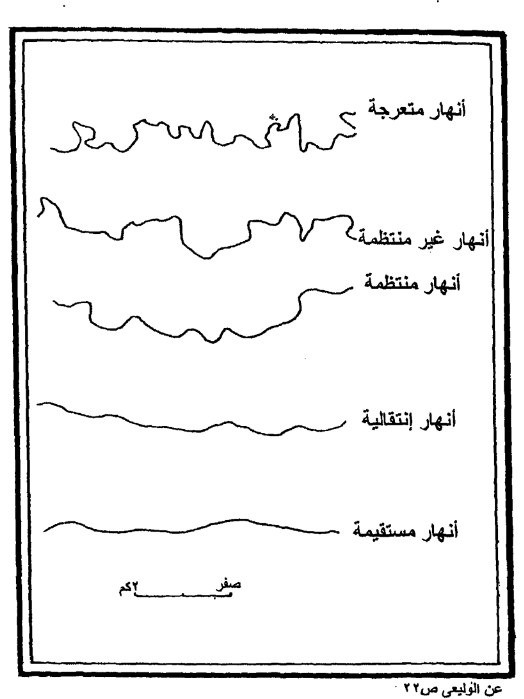
المنعطفات النهرية Meanders :

وجدت خمسة أنماط للمجارى النهرية تعرف عليها شم Schumm عام ١٩٦٣ منها النمط المستقيم، والنمط الانتقالى، والنمط المنتظم، والنمط غير المنتظم، وأخيراً النمط المتعرج كما يظهر ذلك من شكل (٢٩).

والمنعطفات هى صورة أفقية متعرجة لمسلك النهر، وهى تعبر عن الشكل الذى يتخذه مجراه، حيث يتراوح المجرى مابين المجرى المستقيم الشكل والمجرى المتعرج تعرجاً شديداً. وحينما تبدأ صورة المجرى فى التغير من هيئة الشكل المستقيم إلى بداية الانحناء نقول أن المجرى بدأ يتعرج، وتعرج المجرى بين ضفته اليمنى واليسرى يكوّن مظهراً جيومورفولوجيا يعرف بالمنعطفات.

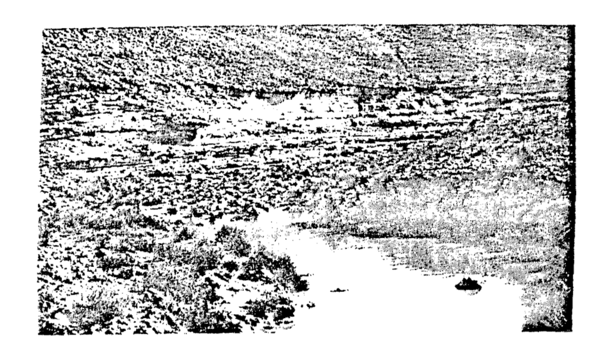
وعملية ميل المجرى إلى تكوين منعطفات تعتبر من عمليات إطالة المجرى التى يقوم بها النهر على طول إمتداد مجراه، ويتكون هذا المظهر فى الرواسب المفككة المكونة للسهل الفيضى للنهر أو للدلتا النهرية، حيث يسهل على النهر تشكيل مجراه فى هذه الرواسب المفككة، وحيث يمارس النحت فى مواضع والارساب فى مواضع أخرى، وبالتالى يتعرض المجرى دائماً للزحزحة والحركة الجانبية الأفقية، صورة (١٢).

ويمر المجرى النهرى بخمس مراحل تطورية والتى تغير شكل المجرى form من المجرى المستقيم إلى المجرى المتعرج، والتى ذكرها كيلر Keller,

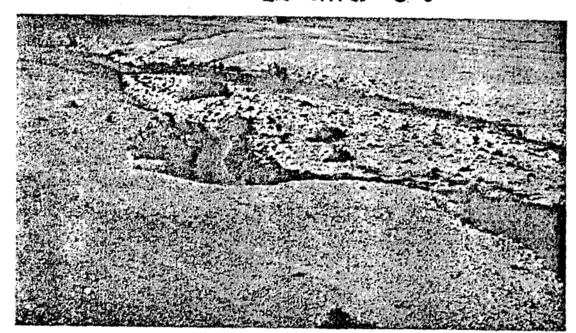


عن الوليعى ص٢٢

أنماط المجارى وتغير أشكالها
شكل (٢٩)



صورة (١١) دور النحت الجانبى فى توسيع الوادى، نموذج من وادى المياه إلى الشمال من سدير بجبل طويق الشمالى،



صورة (١٢) نموذج للمنعطفات وعملية النحت فى الجوانب المقعرة والإرساب فى المحدبة وهجرة المجرى الشمالى، فى وادى سدير بجبل طويق الشمالى -فى هضبة نجد

(1972, p.1538) بأنها خمس مراحل. ففى المرحلة الأولى يكـــون النهـــر منـــدفعاً ويجرى فى محور خطى يكسبه الشكل المستقيم، والمجرى يكون أميل إلى الاستقامة وإن مال مرة إلى اليمين وأخرى إلى اليسار فإن ذلك لكى يمارس نشاطه فى توسيع المجرى وممارسة النحت والإرساب، ولايتكون فـــى هـــذه المرحلـــة البـــرك ولا الحافات الارسابية المنخفضة فى المجرى، وإن كانت توجـــد مـــضاحل shoals أو حواجز فى هيئة رؤس حاجزية point bars ، والسمة المميزة لقاع المجرى فى هذه المرحلة هى المضاحل فوق القاع، صورة (٩) فى شعيب الحسى بهضبة نجد.

وهذه المرحلة الأولى لاتستغرق وقتاً طويلاً، وسرعان مايتحول النهر إذا مر بهذه المرحلة إلى المرحلة الثانية نتيجة نشاطه فى عمليات النحت والإرساب.

وفى المرحلة الثانية تتطور المضاحل نتيجة الارساب فـــى القـــاع، وتغييـــر ملامح القاع ويصبح قاع المجرى غير منتظم، وتبدأ عملية تكـــوين البـــرك **pools** والحافات الإرسابية المنخفضة **riffles** وهما يمثلان نتاج النحت والارســـاب.علـــى التوالى فى قاع المجرى بالاتجاه فى محوره الطولى، ويصبح قاع المجرى غيـــر منتظم، وان كانت البرك والحافات الارسابية صغيرة الحجم وقليلة العدد فى هـــذه المرحلة وتكون المسافة بين البرك والحافات الارسابية الأولية ٣-٥ أمثال إتـــساع المجرى، ويظل المجرى محافظاً على هيئته العامة من حيث الاســـتقامة النـــسبية ولكنها تكون أقل إستقامة من المرحلة الأولى، بسبب النحت الجزئى فى جوانـــب المجرى حيث يوسع النهر مجراه، كما فى شكل (٣٠).

وفى المرحلة الثالثة يظهر التغير ويكـــون ملحوظـــاً، فـــالبرك والحافـــات الإرسابية فى قاع المجرى تتطور بشكل جيد، وتصبح المسافة بين هـــذه الأشـــكال المميزة للقاع بين ٥-٧ أمثال إتساع المجرى بينما متوسط المسافة من ٣-٥ أمثال الاتساع، وتكون أكثر عدداً، ويتميز القاع بعدم الإنتظام، وتـــسود علـــى جوانـــب المجرى نقط الحواجز **point bars** كما تتميز البرك الموجودة فى قاع المجرى بان

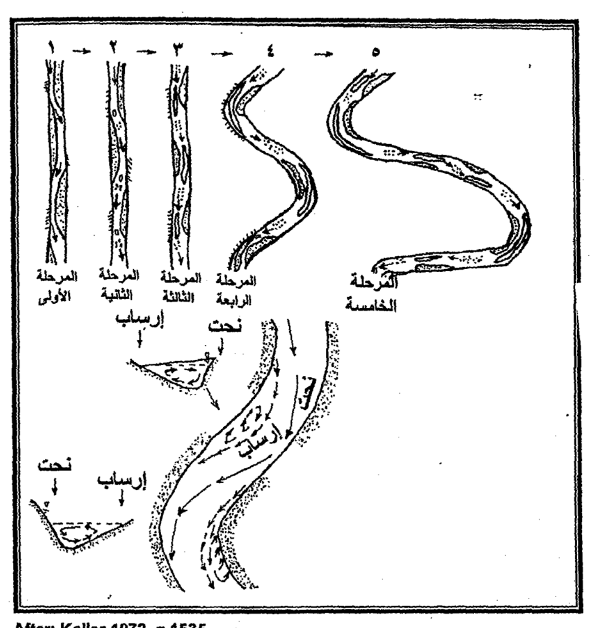
طولها يبلغ ١,٥ مرة من مقدار طول الحافات، ويزيد إتساع المجرى هنا نسبياً عن المرحلة السابقة ونتيجة لذلك تحدث زحزحة جانبية جزئية للمجرى ويبدأ شكل المجرى فى التغير الواضح.

أما فى المرحلة الرابعة لتطور شكل المجرى النهرى فإنه تتطور عمليات النحت والارساب فى المجرى ويختلف بالتالى شكل المجرى، وتتطور ملامح البرك والحافات الإرسابية ويصبح متوسط المسافة بينهما ٥-٧ أمثال عرض المجرى بعد ما كان المتوسط من ٣-٥ أمثاله فى المرحلة السابقة، وتسود نقط الحواجز، ويزداد طول البرك بحيث تزيد فى طولها عن ١,٥ مرة عن مقدار طول الحافات الإرسابية، وتكثر الحافات الارسابية والبرك فى أعدادها وتزيد كثافتها، ويميل المجرى نحو الإنحناء بسبب زيادة التشكيل والنحت والإرساب على جوانب المجرى وفى قاعة أيضاً، كما فى شكل (٣٠).

وفى المرحلة الخامسة تظهر كل من الحافات والبرك التى تطورت تطوراً جيداً، وتظهر دائماً البرك فى المواضع المنخفضة وبالقرب أو بجوار الضفاف النهرية التى تتعرض للنحت والتهدل. كما توجد أيضا بعض من البرك والحافات الأولية الآخذة فى التطور.

وتبلغ المسافة بين الحافات والبرك مقدار يزيد عن ٥-٧ أمثال إتساع المجرى بكثير، ويصبح قاع المجرى فى هيئة مضاحل غير منتظمة. وتتميز البرك هنا بأنها أكبر طولاً عن الحافات بمقدار كبير. ويتطور شكل المجرى ويصبح متعرجاً.

وعادة تتم عمليات النحت فى الجوانب المقعرة للمجرى حيث يندفع التيار بشكل مباشر ويتعامد عليها بزاوية ولو صغيرة مما يعمل على نحت الجانب، فى حين يصبح الجانب المقابل أميل لموازاة التيار منه إلى التعامد على الضفة فيحدث تكون تيار رجعى وهذا يؤدى إلى بطئ السرعة والميل إلى الإرساب على هذه المناطق المحدبة، كما يظهرها شكل (٣٠).



After: Keller,1972, p.1535.

مراحل تطور المنعطفات النهرية وعمليات النحت والإرساب
وتكوين البرك والحافات
شكل (٣٠)

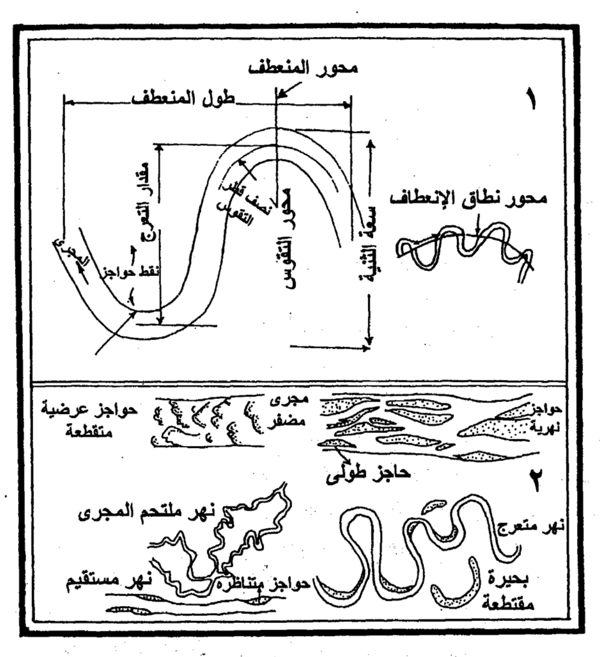
أبعاد المنعطفات :

تتميز مناطق المنعطفات فى المجرى بأبعاد خاصة بها مثل طول المنعطف وإتساعها، ونطاقها، ونصف قطر المنعطف. فطول المنعطف Length وهى المسافة الأفقية المستقيمة بين إنحناءين ويرمز له بحرف (ميو) اللاتينى λ ويعرف عادة باسم طول موجة المنعطف wave length، وهذا الطول عادة مايتمشى مع إتجاه المجرى بشكل عام. أما نطاق للمنعطف أو إتساعه wave amplitude فيمتد بين أقصى قمة وأقصى قاع للثنية كما فى شكل (٣١) وتكون هذه المسافة القياسية بشكل يتعامد على امتداد المجرى بشكل عام وعمودى على طول المنعطفات.

أما نصف قطر المنعطف radius فهو يمثل نصف قطر الدائرة التى ينحنى حولها المجرى، وفى كل إنحناءة على حدة. وعادة تبلغ قيمة **(نصف طول المنعطف: إلى مقدار إتساع المنعطف)** مقداراً أكبر من الواحد الصحيح، وقد يصل إلى ٢-٤ مرات قدر إتساع المنعطف.

وتصنف المجارى النهرية حسب الشكل إلى أربعة أنواع : الأول منها وهى المجارى التى تتسم بالتضخم أو الالتحام حيث يوجد مجريان أو أكثر بها جزر كبيرة ثابتة، ويبلغ معامل الانحناء الذى يقيس العلاقة بين طول النهر أو طول المجرى فى منطقة المنعطفات وطول المجرى فى خط مستقيم فى هذا النوع قيمة أقل من ٢ حيث تكثر المجارى المتعددة بين الجزر، ويصل معامل شكل المجرى shape (العرض ÷ العمق) قيمة أقل من ١٠. ويسود فى هذا النوع عملية توسيع المنعطف بدرجة خفيفة.

والنوع الثانى لأشكال المجارى المائية هى الشكل المستقيم straight ويتميز باختفاء الجزر، ويصبح هناك مجرى واحد، تسود فيه ظاهرتى البرك والحافات الارسابية، ويقتصر التعرج على أعمق جزء فى المجرى thalweg ويكون معامل العرض بالنسبة للعمق أقل من ٤٠، ومعامل الانحناء يبلغ أقل من ١,٥. ويميل النهر فى هذا النوع نحو التوسيع القليل مع تعميق المجرى أيضاً، كما فى شكل (٣٠)..



(١) خصائص وعناصر المنعطفات النهرية
(٢) أشكال المجارى النهرية والحواجز
شكل (٣١)

أما النوع الثالث فهو المجرى المضفر braided ويوجد مجريـان أو أكثـر حيث تقسم الجزر النهرية المجرى إلى مجارى عديدة على جانبيها، وتكون الجزر صغيرة، وتنتشر حواجز المجرى bars، ويبلغ معامل الانحناء قيمة أقل مـن ١,٠٣ وقد تصل إلى ١,٣، ويزيد معامل العرض بالنسبة للعمق إلى أكبر من ٤٠ حيـث يميل النهر فى هذا النوع نحو توسيع المجرى .(Finch et al.,1959, p.270)

وبتطور المجرى نصل إلى الهيئة الأخيرة للمجرى وهو المجرى المنعطـف meandering، وغالبا مايكون المجرى فردياً وليس بالضرورة وجود جزر ويتميـز بتشعبه، ومع ذلك يزيد معامل التعرج إلى أكبر ١,٥، ويبلغ معامل **(العـرض إلـى العمق)** قيمة أقل من ٤٠، وتسود عمليات تعميق المجرى وتوسيع المنعطف، وتبدأ عملية تكوين نقط الحواجز.

أنماط المنعطفات :

تـوجد أنواع كثيرة لحركة المجرى المنعطف حيـث تعـرف هـوك (Hook, 1977,p.278) على العديد منها، وأورد لنا مجموعتان :

- **المجموعة الأولى** : وهى العناصر الأولية التى تحدث تغيرا بالمنعطف وتجعله يتخذ صورة من صور التغير الآتية وتعرف بالأنماط البسيطة :

(أ) **التمدد أو الاطالة** extention بحيث يبدو أن خط قمة الإنعطاف محـدب إلـى أعلى، ويزيد من مسافة المجرى، وأعلى نقطة فيه تعـرف بنقطـة القمـة أو الرأس، وعلى جانبى الانعطاف توجد نقطتى الانعطاف التى يتغير عندها إتجاه المجرى المنعطف كما فى شكل (٣١).

(ب) الصورة التى يحدث لها زحزحة جانبية أو تحول **translation** ويكون إتجـاه حركة هذه الزحة التى تتم للانعطاف بشكل يوازى إتجاه المجرى الرئيسى.

(جـ) حركة فى هيئة دوران Rotation، ويبدو فيها المجرى فى منطقة الانعطـاف محافظاً على هيئة تقوس المجرى ولكنه بشكل يتقاطع مع الهيئـة الدائريـة للتقوس الأولى للمجرى، ويبدو وكأن المنعطف يدور حول نقطـة مركزيـة وهى إحدى نقطتى بداية الإنعطاف.

(د) حركة التغير التى ينتج عنها إضافة أو تكبير لطول المجـرى Enlargement، وفيها يزيد طول المجرى فى منطقة عنق الانعطاف، وتصبح المسافة بـين نقطتى الانعطاف اكبر بكثير عن ذى قبل.

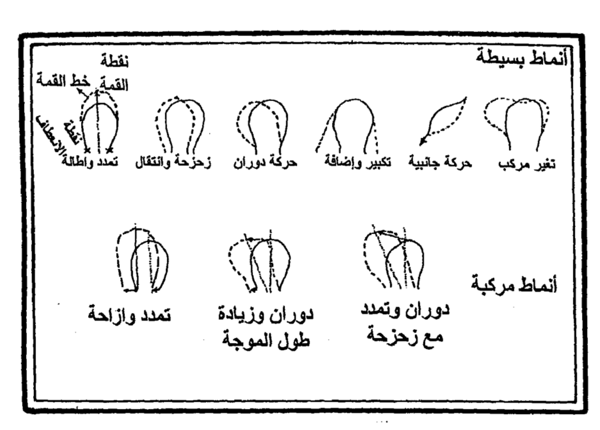
(هـ) الحركة الجانبية Lateral movement للانعطاف، مع الحفاظ على نفس طول المجرى، حيث تكون الحركة فى جانب واحد، وتتطابق فيه نقطتى الإنعطاف فى الحالة الأولية وفى حالة الحركة الجانبية أيضاً.

(و) التغير المركب complex change، حيث يجمع الإنعطاف مابين التمدد والاطالة من جهة، والحركة الدائرية أو أية حركة زحزحة أخرى من جهة ثانية.

- **المجموعة الثانية :** وتعرف بالأنماط المركبة ومنها ثلاثة أنواع، كل نوع منها يجمع بين نوعين أو ثلاثة من الأنواع السابقة فى المجموعة الأولى، بطريقـة التباديل والتوافيق. مثال ذلك نوع يجمع بين التمدد والاطالة والنوع الانتقـالى، ونوع آخر يجمع بين النوع الدورانى مع زيادة الامتداد الجانبى، ونوع ثالـث مختلف يجمع بين الدورانى والتمدد والانتقالى.

وهناك عدة ملاحظات على أنواع حركة الانعطاف يذكرها المؤلف منها :

- أن كل نوع من أنواع حركة الانعطاف قد يكون له إتجاه حركة أو اتجاهين.
- إن حركة الانعطاف قد تكون نحو المصب أو نحو المنبع حسب نوع حركة الانعطاف، وقد تتعامد على هذين الاتجاهين فى حالة التمدد والاطالة.
- إن حركة الانعطاف قد تعمل إما على زيادة طول الانعطاف أو نقصانه.



After: Hook, J. m, 1977, p.278.

أنماط الحركات الجانبية لهجرة المنعطفات النهرية

شكل (٣٢)

- قد تكون حركة الانعطاف فى جانب واحد وقد تكون على جانبى الانعطاف.
- ان حركة الانعطاف قد تتقاطع مع الانعطاف الأولى للمجرى وقد توازيـــه فـــى حالة ثانية أو لاتتقاطع معه حالة ثالثة أخرى.
- ان حركة الانعطاف بانواعها المختلفة تتم نتيجة عمليات نحت وإرساب يقوم بها المجرى، وتتم هذه العمليات بشكل بطئ ولا تحدث بشكل فجائى .

وفى أثناء تعرض المنعطفات للنحت والارساب وزيـادة إتساع نطـاق الانعطاف ويصبح شكلها على هيئة، حرف S قد يحدث أن يقطع المجرى الجـزء الفاصل بين إنحناءين حيث يفصل بينهما عنق سهلى ضيق، وتلتحم أجزاء المجرى، وبذلك تنفصل أجزاء من المجرى، والتى تأخذ شكلاً قوسياً وهو شـكل المجـرى السـابق، ويـصبح هـذا الجـزء علـى هيئـة بحيـرات هلاليـة ضحلـة (أبو العينين، ١٩٨٩، ص ٤٢٧)، وهى تعـرف عـادة بـالبحيرات المقتطعـة. وتتعرض هذه البحيرات للردم والإرساب بفعل الفيضانات الكبيرة التى تحدث للنهر وما يحمله من رواسب، وقد تساهم العوامل البشرية فى ردمها لاستخدامها فـى الأنشطة البشرية.

الفصل السادس

العوامل والعمليات الساحلية

العوامل والعمليات الساحلية

أولاً: العوامل

تتعدد العوامل المؤثرة فى تشكيل ملامح السطح فى المناطق الساحلية، منها:

(١) الأمواج :

الأمواج عبارة عن هزات وتموجات تتحرك على سطح المياه، تنتج عن إصطدام الرياح بطاقتها وقوتها بسطح المياه، فتنتقل الطاقة من الرياح إلى المياه متخللة الكتلة المائية، وتصبح طاقة أمواج متحركة. فحينما تصطدم الرياح بالمسطح المائى تبدأ فى تحريك المياه حركة خفيفة، وفى شكل تموجات أولية قليلة الارتفاع ومتتابعة، وتتحرك باتجاه منصرف الرياح، وبالتدريج تزداد هذه التموجات فى ارتفاعها، وطول المسافة الفاصلة بين قمم هذه الارتفاعات وبذلك تتكون الأمواج التى تسير لمسافات طويلة لتصل إلى خط الشاطئ.

والأمواج لها خصائص قياسية معلومة ذات التأثير على مورفولوجية الشاطئ والساحل، ومن هذه الخصائص القياسية ارتفاع الموجة وهى المسافة بين قمة الموجة وقاع الموجة، وهناك طول الموجة وهى المسافة بين قمتين من قمم الأمواج أو بين قاعين. وعامة فإن الطاقة الكامنة Potential energy للأمواج تتحرك متقدمة مع هيئة الموجة، ولكن الطاقة المتحركة kinetic energy هى التى تحرك جزئيات المياه وتستنفذ هذه الطاقة فى المدار شبه مدارى حيث تتحرك الطاقة بسرعة ولعمق مقداره له علاقة بطول الموجة، وعمق المدار يبلغ تقريباً قطره، كما فى شكل(٣٣).

وبحساب طاقة الأمواج فى بعض المناطق وجد أن الأمواج من نوع الأمواج المنعكسة بلغ قوة ضغط اصطدام الموجة بواجهة الحوائط المنحدرة نحو ١٢٧٠٠ رطل/ القدم المربع (Bloom, 1979, p.440) مما يؤدى ذلك إلى تكّسر الصخور

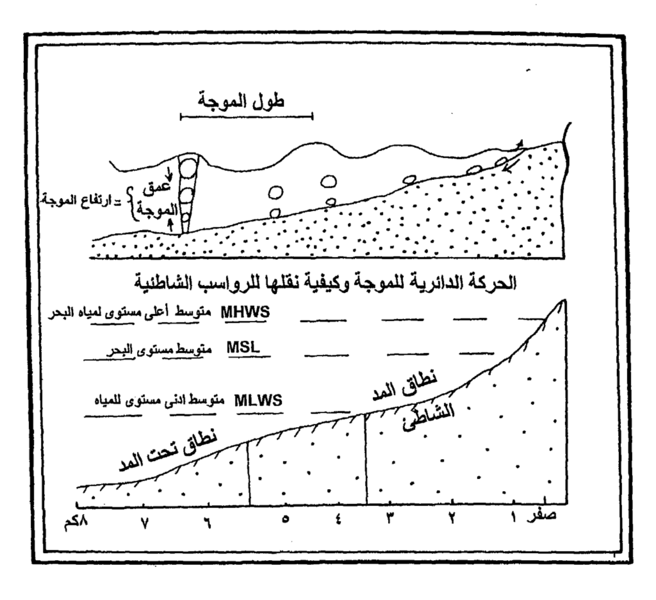
ونحت الجروف ونقل الرواسب، وتكوين الأرصفة الشاطئية والبحرية.

وتعد مسألة طاقة الأمواج ومعدلات نحتها على السواحل العالمية ذات تأثير عشوائى، بل نجد أن لها توزعاً عالمياً مرتبطاً بالنطاقات المناخية. فالمناطق الواقعة فى عروض دنيا فى المناطق المدارية والسواحل فى البيئة شبه القطبية نجدها منخفضة فى مقدار المد، وفى طاقة الأمواج أيضاً، وبالتالى يضعف تأثيرهما فى تشكيل البيئة الساحلية.

(٢) المد Tides :

ينتج المد بسبب جذب كل من القمر والشمس للأرض وللمياه، فترتفع المياه ثم تعاود انخفاضها، وبنسبة ٦٠%، ٤٠% لكل من القمر والشمس على التوالى، وبشكل متزامن أو متفرق على مدى ٢٤ ساعة حسب وضع الشمس والقمر ومدى تزامنهما أمام الموضع أو المكان الساحلى، وينتج الجزر عن إنجذاب المياه إلى وسط البحر وبالتالى انحسارها عن خط الشاطئ بسبب هذه العملية، أو عودة التيار المائى مرة أخرى إلى المنطقة الساحلية، باتجاه عمودى على خط الساحل يعرف بتيار المد tidal current والذى ينتج عن ارتفاع المياه وانخفاضها.

وتشير الدراسات الجيومورفولوجية إلى أن أحوال المد تمثل صورة فريدة من الطاقة ذات التأثير الجيومورفولوجى فى المناطق الساحلية والبحرية، حيث يبلغ معدل الطاقة الناتجة عن جذب الشمس والقمر ٣ × (١٠)٩ كيلو وات وهذه القيمة تعنى مقدار الطاقة التى تحملها تيارات المد بالاتجاه نحو الشاطئ أثناء حركتها. وكلما زادت فوارق المد ازداد التأثير. وقد وجد أن أكبر قيمة لمقدار المد توجد فى خليج فندى فى كندا حيث يبلغ الفارق فى مستوى المياه بين الارتفاع والانخفاض ١٦ متراً، فى حين يقل الفارق فى حوض البحر الأحمر وخلجانه ليصل بين ١-٣ أمتار فقط.



خصائص وأبعاد الامواج والمد والجزر
شكل (٣٣)

تعمل تيارات المد على نقل الرواسب إلى البحر من جهة أو من قاع البحر إلى الشاطئ من جهة أخرى، وتطغى مياه المد فوق الشواطئ والحواجز لتكون مظهر دلتاوات المد tidal delta بأشكال وأنماط متعددة، وتشكيل مجارى المد tidal streams، وتكوين مسطحات المد، ولهذا فإن دور المد فى تشكيل المناطق الساحلية يعتبر دوراً كبيراً.

(٣) التيارات البحرية Marine currents

هى تيارات تتحرك فى غالبيتها العظمى مجاورة لخط الساحل، سواء بعيدة عنه نسبياً أو ملامسة له ومجاورة للشاطئ. وفى الحالة الأولى تكون التيارات البحرية متأثرة فى نشأتها بالرياح الدائمة وحركة دوران الكرة الأرضية، وتكون ذات سرعان عالية تبلغ ٥ أميال مثلاً كما هو الحال فى تيار الخليج الدافئ (أبو العز، ١٩٧٦، ص٣٣٠) أما فى الحالة الثانية فتنشأ تيارات تعرف بالتيار الساحلى littoral current والذى ينشأ عن حركة المياه نتيجة تكسر الأمواج واصطدامها بخط الشاطئ، وتسير مياه هذه التيارات بهيئة شبه موازية لخط الشاطئ وتعمل على جرف الرواسب ونقلها إلى أماكن أخرى وإعادة توزيعها مما تتيح الفرصة للعوامل الأخرى لتتمكن من تشكيلها فى أماكنها الجديدة.

فالتيار الشاطئ longshore current يقوم بعمليات النقل على طول امتداد الشاطئ، خاصة بطريقة جرف الرواسب drifting. فالتيار الشاطئ الناتج عن اصطدام الأمواج بالشاطيء تكون له طاقة. وترتبط قدرة التيار الساحلى على نحت الشاطئ بمقدار درجة تعامد الأمواج على الشاطئ، فكلما قلت زاوية التقاء الأمواج بالشاطئ ازدادت قدرة الأمواج على النحت، وزادت سرعة التيار الساحلى وازدادت قدرته على جرف الرواسب.

(٤) العامل الصخرى :

تؤثر الصخور فى العمليات الساحلية، من حيث قوة مقاومة الصخور للنحت، ومقدار تعرضها لعملية الإذابة. فالصخور الجيرية أسرع فى معدلات

الإذابة من الصخور الأركية. والسواحل ذات الصخور الأركية جروفها البحرية أشد انحداراً من تلك التى توجد بها الصخور الرسوبية. كما أن الصخور الأركية بمختلف أنواعها أميل لتكوين سواحل صدعية من الصخور الرسوبية التى تكون سواحل ذات سمات التوائية. والصخور الجرانيتية أسرع فى تفككها من الصخور النارية الأخرى لكبر حجم الحبيبات المكونة لها. وتعتبر مظاهر الصدوع والفواصل والشروخ الموجودة بالصخور الساحلية بمثابة مواضع ضعف تتخيرها مياه الأمواج لنحت وتخفيض وتقويض الصخور الساحلية.

(٥) المناخ :

يكمن تأثير المناخ فى جيومورفولوجية المناطق الساحلية فى أن ارتفاع الحرارة يزيد التبخر ويكون المسطحات الملحية، ويركز الأملاح فى البرك والسبخات، ويساعد على حدوث التجوية الملحية فى المناطق التى تتكشف عنها المياه لفترة طويلة فى العروض الحارة. كما أنه قد تساعد سقوط الأمطار بشكل مباشر على التجوية الميكانيكة للجروف البحرية. أما دور الرياح فإنها تساعد على دفع التيار الساحلى littoral current فتشتد قوته وتزداد قدرته على جرف الرواسب.

(٦) تغير مستوى سطح البحر :

من المعروف أن تأثير الأمواج والمد والجزر على الساحل ترتبط بمستوى المياه، فإذا تغير هذا المستوى فإن المياه تبدأ فى ممارسة نشاطها فى مستوى جديد للصخور الساحلية. وقد تغير مستوى البحر فى الماضى حيث انخفض إلى -١٣٠ متراً خلال عصر البليستوسين وعاود ارتفاعه، وتكونت كثير من المدرجات البحرية فى المناطق الساحلية.

وإذا ارتفع مستوى البحر فإن هذا يعمل على إتاحة الفرصة لنشاط نحت

الأمواج للصخور الساحلية المكونة للجروف فى مواضع أعلى منسوباً مما يعمل على تراجع الجروف من جهة وزيادة قدرة الأمواج على نقل وإرساب نواتج النحت فى المنطقة البحرية القريبة من جهة أخرى مما يزيد من ارتفاع قاع البحر فى المنطقة الشاطئية القريبة كما فى شكل (٣٤).

(ثانياً) العمليات الساحلية Coastal processes :

(١) عملية النحت :

تحتاج الرواسب التى يتم نحتها تدريجياً إلى سرعات مختلفة للمياه، وتتناسب مع أحجام الحبيبات، ومن خلال دراسة جولستريوم والتى ذكرها وليام (Wiiliam, 1960, p.20) وجد أن :

- الرمل الخشن يحتاج إلى سرعة تبلغ ٢٠سم/الثانية حتى يتم نحته وتكسيره.
- أما الطمى فيحتاج إلى سرعة للمياه تبلغ ٧٦سم/ الثانية.
- يحتاج الطين إلى سرعة تصل إلى ١٣٠سم/ الثانية.

وتعمل المياه البحرية على برى الصخور فى منطق المد intertidal zone، وتزيل بذلك الصخور الضعيفة، بفعل الاحتكاك بطريقة ميكانيكية، وبفعل عملية الإذابة، مما يعمل فى النهاية على تكوين حفر إذابة، وتتخلف عن هذه العملية أقراص منحوتة ومجوفة فى الصخر وهى (شقوق صغيرة slot) فى نطاق المد. وتتركز هذه العمليات فى صخور الحجر الرملى. ويلاحظ أن كل قطعة منحوته تكشف عن صخور أسفل منها والأخيرة تصبح معرضة لعمليات نحت بحرى أخرى جديدة.

كما أن تيار المد يكون لديه القدرة على نحت القاع، ونحت حبيبات الرواسب لما لديه من سرعة تنشأ عن حركة المياه بفعل تيار المد بالاتجاه إلى الشاطئ أو إلى الداخل نحو عرض البحر. وعادة تكون تيارات المد ذات سرعة قوية بحيث يمكنها

تحريك ونحت الزلط الذى يوجد على أعماق كبيرة نسبياً. وقد ذكرت كولن كنج (C.King, 1972, p.246) أن تيار المد بسرعة ٤,٥ عقدة (٢٣٠سم/الثانية) والذى يدور حول لسان هرست كاستل وجزيرة وايت على عمق يبلغ ٥٧ متراً له القدرة على سحق الزلط. وفى حالة اختفاء تيار المد وحدوث الجزر فإن عمق الزلط المتأثر بالحركة لن يزيد على ٢ متر فقط والتى تمثل أدنى مستوى للمد المنخفض بالمنطقة.

أما عملية النحت الهيدروليكى لمياه البحر فيظهر تأثيرها على الصخور المكونة لأرصفة نحت الأمواج، حيث أن قوة اصطدام الموجة المضطربة وتكسرها فوق الصخر المكون للأرصفة كأحد الملامح الساحلية ينتج عنها طاقة نحت ميكانيكية، ويساعدها فى هذه العملية وجود تشققات فى الصخر.

وقد يحدث النحت الميكانيكى بفعل العوامل الأحيائية وذلك حينما توجد الطحالب algae والتى يكون معدل نحتها للصخور سريعاً ويبلغ هذا المعدل نحو ١مم/ السنة، كما قدر أن حوالى ١٥٤كجم/السنة قد تم بريها من مساحة تبلغ متر مربع واحد فى جزر بربادوس عن طريق نوع واحد من الأحياء البحرية وهى الجاستروبودا (Bloom, 1979, p. 448).

عمليات الهبوط الصخرى Rock fall :

تتعرض صخور الجروف البحرية لانهيار الكتل الصخرية فتنحدر نحو البحر، وينتج ذلك بسبب النحت والتقويض السفلى للصخور الساحلية خاصة الجيرية بفعل الإذابة مما يعرض الكتل الصخرية العالية للانهيار بسبب شدة ضغطها على الصخور المنحوتة أسفلها.

(٢) عملية النقل :

يقوم كل عامل من العوامل السابقة بالإسهام فى عمليات النقل حسب طاقة

كل منها، ويقوم بعمليات جيومورفولوجية لنقل الرواسب بطريقة قد تختلف عما تقوم به العوامل الأخرى.

- **دور الأمواج :** تحسب معدلات نقل الأمواج للرواسب من خلال حساب الطاقة الكلية التى تحملها أمواج الشاطئ، ولكل وحدة طول شاطئية باستخدام المعادلة الآتية التى استخدمها أوينز Owens, 1977, p.173.

Ea = 1 (p9 3/2) db ½ H b2 sin oc cos

حيث أن : p = كثافة مياه البحر.

g = مقدار الجاذبية الأرضية.

db = عمق منطقة تكسر الأمواج.

Hb = إرتفاع الأمواج المتكسرة على الشاطئ.

Oc = زاوية التكسر.

وتشير كنج C.King 1972 إلى أن نحو ٩٨% من حركة الرواسب التى تتحرك عند نقطة تكسر الموجة break point يتم نقلها تجاه خط الشاطئ نحو اليابس، ويظهر ذلك من الحركة الدائرية التى تحدث للموجة. ويلاحظ أن عملية نقل الحبيبات لا تتم على دفعة واحدة وإنما تنقل على عدة مرات تتراوح ما بين النقل بالحمولة العالقة أو حمولة القاع وبين الإرساب أو الإرتداد لمسافة قصيرة نسبياً نحو البحر، ثم يعاد نقلها على عدة مرات بهذه الطريقة حتى يتم الإرساب النهائى فوق الشاطئ. ويذكر أنه ما يقرب من ١٠% من طاقة الموجة تستخدم فى عمليات نقل الرواسب (King, 1972, p.269).

- **دور المد فى عملية النقل :**

على الرغم من أن تيارات المد قد تكون سريعة إلاّ أنها تختلف عن سرعة الأمواج، حيث أن سرعة تيار المد عند قمة المياه تبلغ قيمة صفرية فى حالة الموجة المدية سواء فى حالة المد العالى أو المد المنخفض، ولكن تصل إلى أقصاها فى منتصف المد.

ويقوم تيار المد بنقل الرواسب فى صورة عالقة، بالإضافة إلى حمولة القاع. وتعمل تيارات المد على نقل حبيبات الرواسب بشكل مرحلى، حيث تنقل لمسافة ما إلى الأمام ثم يحدث لهاً تراجع لمسافة تبلغ تقريباً نصف المسافة التى تقدمت بها، ثم يعاد نقلها لمسافة ويحدث لها تراجع بعد إرسابها على القاع لمسافة تبلغ نصف المسافة التى تقدمت بها، ثم تحمل لمسافة تستعر بعدها على الشاطئ وتتكرر العملية حتى يدفع بالرواسب إلى واجهة الشاطئ، كما هو واضح فى شكل (٣٥).

فالأجزاء العالقة تنقل :

- من (١) إلى (٢) إلى الشاطئ.
- تسحبها المياه لمسافة تراجعية نحو البحر من (٢) إلى (٣)

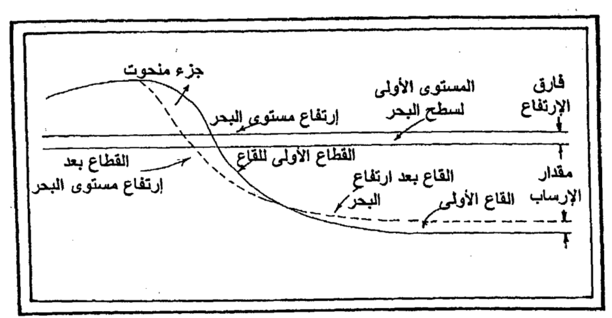
تنقل مرة أخرى من (٣) إلى (٤) إلى الشاطئ.

- تسحبها المياه لمسافة تراجعية نحو البحر من (٤) إلى (٥).
- تنقل فى المرحلة الثالثة من (٥) إلى (٦) إلى الشاطئ وتنتهى بذلك عملية النقل من البحر إلى الشاطئ.

- **دور التيار الساحلى فى عملية النقل :**

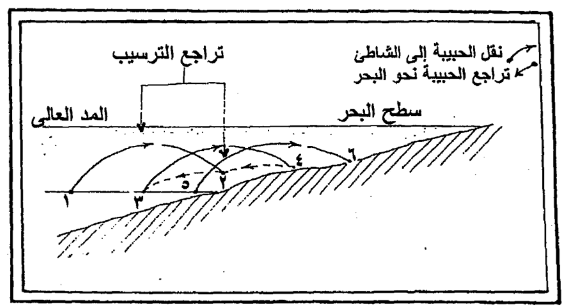
يسهم التيار الساحلى البحرى بدور كبير فى نقل الرواسب من مكان لآخر، ولكى نتعرف على هذا الدور يمكننا عرض نتائج التجارب التى أجريت فى هذا المجال. ومن خلال تجربة عملها ونشلسيا Winchelsea والتى ذكرتها كولن كنج (King, 1972, p.291)، لتأثير الأمواج لمدة ساعتين لزلط من أحجام بقطر ١,٢٥ – ١٥سم. ومن خلال تحرك الأحجام المختلفة لمسافات مختلفة تم حساب معدل حركة الرواسب الخشنة على الشاطئ ووجد أن هذه المعدلات بالشكل الآتى :

حبيبات بحجم	٠,٥٩–١,٢٥سم	تتحرك بمعدل	٤,٣ متر/ يوم
حبيبات بحجم	١,٢٥–١,٩ سم	تتحرك بمعدل	٦,٤ متر/ يوم



After: Schwartz, 1968

تأثير تغير مستوى البحر فى نحت الشاطئ
شكل (٣٤)



After: Pethick, 1984, p.156.

كيفية نقل الرواسب البحرية العالقة وطريقة إرسابها على الشاطئ
شكل (٣٥)

حبيبات بحجم	٢,٥-٥ سم	تتحرك بمعدل	٧,٩ متر / يوم
حبيبات بحجم	٧,٥-١٠ سم	تتحرك بمعدل	٨,٢٥متر / يوم

ويلاحظ من القيم السابقة أنه بزيادة حجم الحبيبات تقل طول الفترة اللازمة لنقلها على الشاطئ حيث تقطع مسافة أطول، بينما الحبيبات الأقل حجماً تتعرض لخشونة السطح ولاحتكاكات مع الحبيبات الأخرى فتتأخر فى فترة نقلها، بالإضافة إلى قلة وزنها. ويعتبر التيار الساحلى هو المسئول بدرجة أساسية عن النحت والإرساب الساحلى، وأن هذه العمليات هى التى تكسب الساحل شكله العام والذى يمكن من خلاله أن نقيم مقدار المواد الرسوبية التى ينقلها التيار الساحلى - فى الإتجاه الذى يسير فيه.

وقد تم قياس تأثير عملية الجرف الساحلى بفعل التيارات الساحلية على الساحل الشرقى للولايات المتحدة فوجد أن المعدل littoral dirft rate على طول امتداد الساحل الأطلنطى فى ١٤ موقعاً يصل ما بين ٢٢٦٠٠ - ٣٧٧٠٠٠ م٣/ السنة، وعلى خليج المكسيك ما بين ٦٠٠٠-٦٩٦٠٠٠ م٣/ السنة (Komar, 1976, p.218) أن أعلى المعدلات توجد على ساحل خليج المكسيك، وربما يرجع ذلك إلى شكل الساحل، أو شدة التيارات الساحلية خاصة فى مناطق تولد الأعاصير المدارية.

طرق نقل الرواسب الساحلية :

(١) الحمولة المذابة :

تحدث عمليات الإذابة فى منطقة الشاطئ بدرجة كبيرة فى المناطق التى تتسم بوجود الصخور الجيرية، ولذلك نجد أن معدل تكوين مسطحات صخرية شبه مستوية على الساحل ذو الحجر الجيرى يكون أسرع، ويصل تكونها حتى عمق ٣ أمتار تحت مياه البحر. وتسود عمليات الإذابة أيضاً فى المناطق الجافة مناخياً والتى تنتشر فيها الجزر ذات الصخور الجيرية من أصل مرجانى.

(٢) الحمولة العالقة :

من الطرق الأخرى للنقل هو النقل عن طريق الحمولة العالقة **Suspension** وغالباً الرواسب العالقة بالمياه من أحجام الرمل تكون أميل إلى النعومة، بالإضافة إلى حبيبات الطمى والطين. ويمثل نطاق تكسير الأمواج **surfe zone** نطاق نقل الرواسب تجاه الشاطئ، وتتحرك الرمال بنسبة ٥% من الكتلة المنقولة، حيث يصل تركيز الرمال فى المياه المنقولة تجاه الشاطئ ١٧٠٠٠ جزء/المليون كنسبة وزنية تكون محمولة بواسطة المياه. (King, 1972, p.250)

ونظراً لصغر حجم حبيبات الطمى عن غيرها من الحبيبات والذى يصل إلى ٠,٠٥ ملليمتر أو أقل فإنها تظل عالقة فى المياه المتحركة فى المناطق الساحلية لفترة طويلة. وبمعنى آخر أنها تأخذ فترة طويلة حتى يتم إرسابها بواسطة المياه التى تنقلها، ولذا تأخذ عدة دقائق بدلاً من الثوانى التى تتطلبها الأحجام الأكبر، وتستغرق دقيقتين، ولذلك فإن عملية النقل السائدة لها هى بالحمولة العالقة suspension. وقد ذكر جالفن Galvin 1973 أن : نسبة الحملة العالقة تصل إلى ١٤% فى مياه البحر.

(٣) حمولة القاع Bed load :

وهى من أكبر الكميات المنقولة، وأكثر الطرق لنقل الحمولة على السواحل، هو حمولة القاع تكون كبيرة وتصل إلى ٦٨% من جملة المواد المحمولة أو المنقولة (Komar, 1976, p.216). وقد أشارت الدراسات إلى أن حمولة القاع تمتد حتى عمق الـ ١٠ سم فوق قاع البحر.

(٣) عملية الارساب :

تميل كل العوامل المشكلة للسواحل إلى الإرساب إذا توقفت طاقتها، فتبدأ حينئذ بالقاء الحمولة. وتختلف سرعة إرساب المواد على الشواطئ والحواجز والجزر

جدول (١٣)

سرعة إرساب حبيبات الرواسب الشاطئية

نوع الرواسب	حجم الحبيبات بالملليمتر	سرعة الإرساب من ارتفاع ١٠ بوصات
زلط صغير	٥	١ ثانية
رمل خشن	١,٢٥	٢,٢٥–١٠ ثوانى
رمل	٠,٢٥	
طمى	٠,٠٥	دقائق

After : Wheeler, & Williams, 1960. بتصرف

الارسابية وغيرها من مختلف ملامح الارساب باختلاف حجم الرواسب نفسها. وقد أجرى ويلرWheeler تجارب على هذه العملية، وعدلها وليام فى دراسته عام ١٩٦٠، ووجد أنه كلما زاد حجم الحبيبات تزيد فى الحجم وبالتالى تأخذ فترة زمنية قصيرة لكى يتم إرسابها فوق واجهة الشاطئ. فالحصى والزلط بمختلف أحجامها لا تتعدى الفترة التى تستغرقها فى عملية الارساب من ارتفاع ١٠ بوصات أو ٢٥سم الثانية الواحدة. ولذا فإنه غالباً ما يتم نقلها مجرورة ومسحوبة فوق قاع البحر.

أما الرمل بمختلف أنواعه فيأخذ فترة تتراوح ما بين ٢,٢٥–١٠ ثوانى حتى يتم إرسابها من ارتفاع ربع متر، ولهذا فإنه يتم نقلها فى المنطقة الشاطئية ما بين الحمولة العالقة فى مياه الأمواج والتيارات البحرية وبين حمولة القاع التى تكون مجرورة.

أشكال النحت البحرى

(١) الجروف البحرية cliffs

هى عبارة عن حافات جبلية أو تلية، تنحدر بدرجات متفاوتة نحو البحر، وقد تكون قريبة من البحر بحيث يحدث نوع من التفاعل المباشر بين الأمواج

والعوامل البحرية الأخرى وبين الحافة، وقد تكون بعيدة عن البحر بحيث تفصل بينها وبين البحر أشكال جيومورفولوجية ساحلية مثل المستنقعات والسبخات والكثبان الساحلية والسهول الساحلية.

وتعرف فى الحالة الأولى بالجروف البحرية التى تشكلت بفعل تكوين البحار والمحيطات، وهبوط اليابس فى حالة نشأة الخلجان والبحار، مكوناً مواضع منخفضة وما يتبقى من اليابس المجاور وما يتصل بالقارات ينحدر نحو هذه المسطحات المائية البحرية، حيث تتسم هذه الجروف البعيدة إما بالثبات أو بالارتفاع إلى أعلى مكونة جروفاً بحرية صدعية النشأة. وقد يحدث أن تتكون رواسب فى قيعان المسطحات المائية الكبرى وتتعرض لضغوط فتلتوى مكونة بذلك مناطق ذات سفوح إلتوائية النشأة، وتنحدر نحو المسطح المائى البحرى.

وقد أشار تشورلى وزملاؤه (Chorley et al., 1984, p.391) إلى أنواع الجروف معتمداً على شكل الجرف من جهة والظروف المناخية المؤثرة من جهة أخرى، وتتمثل هذه الأنواع فى :

الجروف المدارية Tropical cliffs :

وهى التى تقع أساساً فى العروض الحارة، وتكون محمية بالشعاب المرجانية، وبالنبات الطبيعى الكثيف نظراً لغزارة الأمطار، ويكون تراجع هذه الحافات بمعدلات بطيئة بشكل عام، وتتميز بانحدارات خفيفة، ودرجة الإنحدار تكون صغيرة.

جروف الصحارى Arid desert cliffs :

وتتميز بنقص الرواسب المفككة التى تجلبها مجارى الأودية والأنهار والتى تستخدمها الأمواج فى عمليات النحت وممارسة نشاطها فى التعرية البحرية.

الجروف المعتدلة temperate cliffs :

تتميز هذه الجروف بوجود طاقة عالية فى البيئة البحرية تصل من عرض

البحر إلى واجهة وأسفل الجروف، وتؤثر فيها بدرجة كبيرة. ويلاحظ أن هذا النوع من الجروف يقع فى مواجهة الرياح الغربية العكسية وتشتد انحدارتها لشدة نحتها.

جروف العروض القطبية High latitude cliffs :

ويختلف هذا النوع عن كل الأنواع السابقة، حيث تتصف بدرجات إنحدار قليلة، ولذا فإن انحداراتها الخفيفة تمنع طاقة الأمواج من الوصول إليها بسبب وجود حائل. ومثال ذلك الجليد البحرى. وترجع هذه الجروف فى نشأتها أساساً لعمليات الجليد على السفح البحرية، كما فى شكل (٣٦).

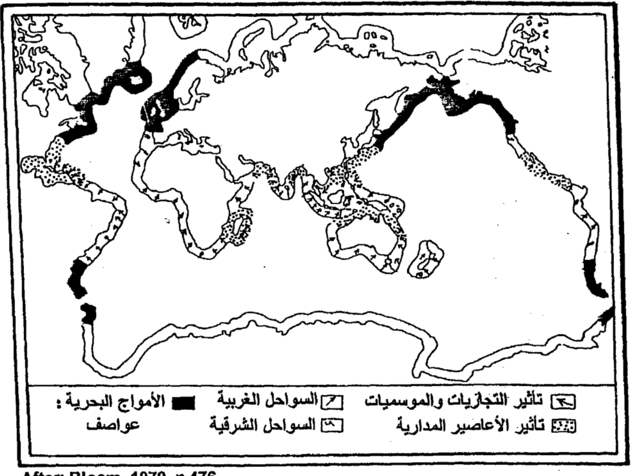
وتتعرض الجروف البحرية دائماً لعمليات تراجع نحو اليابس بفعل عمليات النحت والتقويض البحرى، وما ينتج عن ذلك من نحت للأجزاء السفلى، وانهيار الأجزاء العليا من الجروف. وتتفاوت الجروف البحرية المختلفة فى معدلات نحتها وتراجعها نحو اليابس من مكان لآخر.

فقد قام فاوغان Vaughan عام ١٩٣٢ بعمل قياسات فعلية لحساب عمليات تراجع الجروف البحرية على ساحل ولاية كاليفورنيا غرب الولايات المتحدة وتوصل إلى أن المعدل بلغ ١٨-٣٦سم/ السنة (Emery & Kuhn, 1980, p.204).

أما هانان Hannan فقام بدراسة مقارنة للصور الجوية فى تاريخ ماضى بالخرائط الطبوغرافية الحديثة لنفس المناطق الساحلية وتوصل إلى أن معدل تراجع الجروف البحرية هناك ٩-٢٦سم/ السنة. وقد أشارت جملة الدراسات أن معدل تراجع الجروف البحرية فى هذه المنطقة مداه كبير، حيث تراوح بين ٠,٠٣-٣سم/ السنة.

وفى بريطانيا شرقى أنجليا ذكر توماس جاردنر أن معدلات تراجع الجروف البحرية هناك يبلغ ١,٤٥ متر/ السنة (Robinson, 1980, p.133).

وفى الجزر البريطانية أشار تشورلى عام ١٩٨٤ أن معدل التراجع يتراوح بين ٠,٠٤-٣ متر/ السنة، ويقل المعدل عن ذلك فى الولايات المتحدة بشكل عام



After: Bloom, 1979, p.476.

تأثير الأمواج والمد على سواحل العالم فى النطاقات المناخية المختلفة
شكل (٣٦)

والتى يتراوح بها المعدل من ٠,٣-١,٨ متر / السنة، فى حين يبلغ المعدل فى اليابان ١ متر/ السنة.

وعن تأثير نوع الصخر على معدلات تراجع الجروف البحرية نجد أنه واضحاً كما فى جدول (١٤) حيث أقلها فى معدلات التراجع هى الجروف ذات الحجر الرملى، ويبلغ المعدل ٠,٠٤م/ السنة، ويليه الحجر الطباشيرى ويبلغ معدل التراجع نحو ٠,٥٠م / السنة حيث أن الحجر الطباشيرى تزداد قابليته للنحت الكيميائى خاصة عن طريق عملية الإذابة مما يساعد على زيادة معدل التراجع. وفى حالة صخور الحجر الطينى المكون للجروف البحرية تشتد قابلية الجروف للنحت والتراجع، لأنه صخر يتميز بسرعة التفكك الميكانيكى بفعل المياه، ولذا تتراوح معدلات تراجعها بين ٠,٨١- ٣ متر/ السنة. أما جروف الرواسب الحصوية والمجروفات الجليدية فمعدلها بين ٠,٣ -١ متر/ السنة.

(٢) فجوات النحت البحرى Notches :

هى عبارة عن مواضع مجوفة فى مناطق الجروف الصخرية، وذلك فى الجروف التى تشرف على البحر مباشرة، ويكون هناك تفاعل مباشرة بين نشاط الأمواج والجروف البحرية.

وتتسم ملامح هذه الفجوات بأنها محددة بهيئة مدببة فى أجزائها العليا والتى تحدد أقصى ارتفاع لتأثير الأمواج فى تشكيل الظاهرة، ومظهرها يكون مقعراً نحو البحر أو مجوفة فى أجزائها الوسطى، بينما أجزائها السفلى تكون أقل تجوفاً. ويلاحظ أن قاعدة الفجوات المنحوتة تكون أكثر نحتاً.

وتوجد هذه الملامح على مناسيب مختلفة، وأن كانت تتقارب مع بعضها. ففى جزر ريوكيو جنوب اليابان توجد الفجوات على ارتفاع ١,٥ متر تقريباً من مستوى البحر، أما فى الجزر البريطانية فتوجد على ارتفاع مترين فوق متوسط سطح البحر .

جدول (١٤)

معدلات تراجع الجروف البحرية فى بعض الدول

الموضع	الدولة	نوع الصخر	معدل التراجع متر/ السنة
راس واردن	بريطانيا	حجر طينى	٣,٠٠
شمال شرق	بريطانيا	حجر رملى	٠,٠٤
قناة سوكس	بريطانيا	حجر طباشيرى	٠,٥٠
كيب كود	الولايات المتحدة	مجروفات جليدية	٠,٣٠–١
نيوجرسى	الولايات المتحدة	رواسب حصوية ورمل	١,٨٠
إشيكاوا	اليابان	–	١,٠٠

After : Chorley, 1984بتصرف

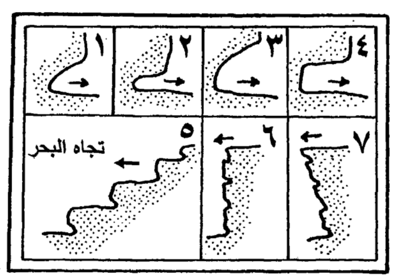
وقد سجل بوتزر Butzer عام ١٩٦٠ على الساحل الغربى فى مصر غربى الإسكندرية فجوات بحرية من أصل نحتى فى منطقة العلمين، حفرت فى حاجز مرتفع على هامش المنطقة باتجاه البحر، ويتراوح ارتفاع هذه الفجوات حوالى المتر الواحد ولكنها على ارتفاع ٤ أمتار من مستوى سطح البحر الحالى، وذكر أنه أثناء انخفاض مستوى البحر فى فترة الفلاندرى –احدى فترات الزمن الرابع فى مصر – فإن مياه البحر نحتت فجوات أخرى على مناسيب أدنى من المنسوب السابق، وان ارتفاع هذه الفجوات الجديدة ١,٨ متر وتعلو بمقدار مترين عن مستوى البحر .(Butzer, 1960, pp.631-632)

ومما ساعد على تكونها على سواحل جزر ريوكيو هو حدوث عمليات النحت الكيميائى corrosion خاصة فى نطاق المد. ويلاحظ أن أعلى معدل لها يكون قريباً من متوسط مستوى سطح البحر mean sea level، ثم تتناقص بالاتجاه إلى أعلى أو إلى أسفل عن المدى الذى تحدث فيه ظاهرة المد والجزر .

وتشير الدراسة إلى أن كثيراً منها يعكس غمر emergence بمقدار ١,٥ متر وبعضها بمقدار ١ متر.

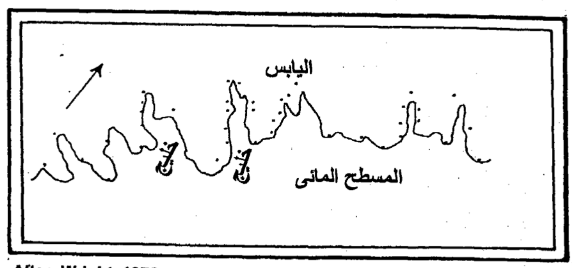
ومن حيث أشكال فجوات النحت يلاحظ أنها إما أن يكون شكلها على هيئة حرف V والتى تكون فى هيئة زاوية حادة > تجاه البحر وقد تكون فى شكل منحنى، أو تأخذ شكل حرف U ويكون جزئها المجوف تجاه البحر والتى غالباً ما تتطور فى الجروف ذات الصخور الجيرية، وكلها ملامح تمثل مؤشراً حقيقياً لموضع مستوى البحر. وقد لاحظ المؤلف هذه الملامح النحتية على السواحل ذات الصخور الأركية، خاصة الصخور الجرانيتية على سواحل البحر الأحمر وخلجانه، وأنه قد يرتبط باسافلها الأرصفة الشاطئية أو أرصفة نحت الأمواج wave cut platform.

وقد أشار فرستابن (Verstappen, 1960, p.12) إلى إمكانية وجود ٧ أنواع رئيسية لفجوات النحت البحرى فى الصخور الجيرية ذات الأصل المرجانى كما هو موضح فى شكل (٣٧)، وأن أكثر هذه الأنواع هى النوع الأول الذى يتميز بسقف ينحدر إلى أسفل. أما باقى الأنواع فيمكن ملاحظة وجودها فى صخور ذات غطاء من الشعاب المرجانية تتعرض لحركة رفع متوسطة. ويشير فرستابن إلى أن معدل تكوين فجوات النحت البحرى تتم بمعدل ٠,٥ سم/ السنة. ويلاحظ أن هذه الأنواع كل منها يرتبط بظروف. فالنوع الأول يتكون فى صخور مكشوفة على السطح، ويتكون النوع الثانى على السواحل المحمية. أما النوع الثالث والرابع فهما يتكونان فى سواحل تتميز بأن حركات المد ذات فارق كبير، وهذا يزيد من اتساع الفتحة، وباقى الأنواع الثلاثة الباقية هى أنواع من الفجوات ذات الارتفاعات المتتابعة، والتى يمكن أن تتكون كلها فى صخور جيرية من أصل مرجانى.



After: Verstappen, 1960.

مقاطع عرضية لأنواع التجويف النحتى الساحلى
شكل (٣٧)



After: Wright, 1970.

ارتفاعات مواضع اتصال الأرصفة الشاطئية بالجروف فى كنت ببريطانيا
شكل (٣٨)

(٣) أرصفة نحت الأمواج **Wave cut platforms** :

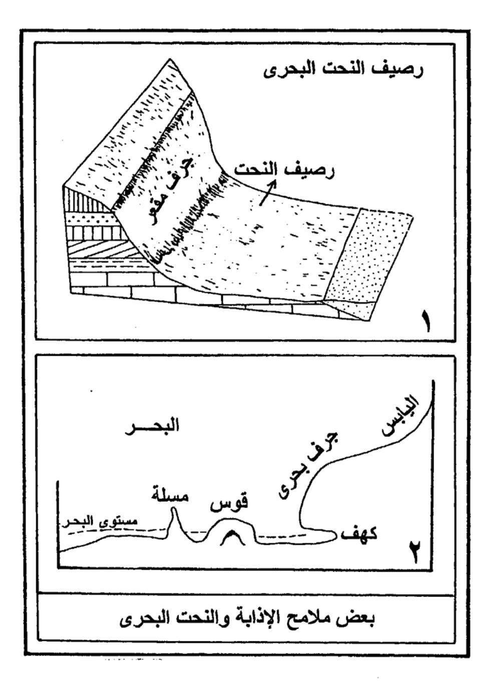
هى مسطحات صخرية شبه مستوية، يكون لها ميلاً عاماً تجاه البحر، مظهرها يكون صخريا أملس، خالى من الرواسب تقريباً، وتتصل من إحدى جوانبها بالجروف البحرية وينحدر الجانب الآخر نحو البحر، وقد يطلق على هذه الأرصفة اسم **wave cut bench**، وتظهر ملامح الرصيف فى شكل (٣٩).

ويبلغ اتساع الرصيف ما بين ٢-٢٠ متراً تقريباً، وارتفاعه بين أعلى نقطة متصلة بالحافة وأدنى منسوب عند مستوى مياه البحر يتراوح ما بين ١-٤ أمتار وقد يزيد عن ذلك، وارتفاعه يمثل ارتفاع المياه وتأثير عملية الغسل والغسل المرتد **wash & back wash**، ويتم نحته وتكوينه فى غالبية أنواع الصخور سواء الجرانيتية أو الرسوبية، ودرجات انحداره تتراوح بين ١٠° - ٢٥ °، ويتوقف انحداره على مقدار دورة نحته، ومعدلات النحت المرتبطة بأنواع الصخور بدرجة أساسية.

وتوجد أرصفة نحت الامواج أو ما يعرف بالأرصفة الشاطئية **shore platform** بكثافة عالية على طول امتداد السواحل البريطانية، ويقدرها رايت wright عام ١٩٧٠ بأنها توجد فى نحو٣٥% من إجمالى طول الساحل الجنوبى لانجلترا. ويلاحظ من شكل (٣٨) أن ارتفاعات هذه الأرصفة هناك قد تتراوح بين ٠,٦ من المتر وبين ٣,٨ متر على السواحل البريطانية.

(٤) الكهوف والمسلات :

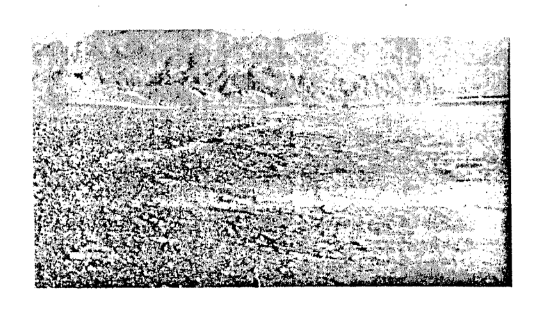
تتعرض السواحل ذات الصخور الجيرية لعمليات تجوية كيميائية ونحت وتقويض بفعل عملية الإذابة مما يجعل المياه تتوغل فى باطن الصخور مكونة مايعرف باسم الكهوف البحرية. وقد تتكون أشكال الكهوف فى صخور أركية إذا ركزت الأمواج نشاطها فى بؤرة مركزة وتعمل على حدوث وتكوين تجويفات ترقى لأن تصبح كهوفاً بحرية، ويكون محور تكوينها واتجاه تجويفها باتجاه عمودى على خط الساحل، شكل (٣٩).



بعض ملامح الإذابة والنحت البحرى
شكل (٣٩)



صورة (١٣) بعض ملامح الأعمدة أو المسلات البحرية فى شـمال غـرب رأس مطروح وإلى الخلف منها رصيف نحت الأمواج (ساحل البحر المتوسط)



صورة (١٤) أحد الشواطئ الصخرية فى منطقة رأس الطنطور شمال كيد علـى الساحل الغربى لخليج العقبة (شرق سيناء)

ويوجد مظهر الأقواس البحرية **sea arches** حينما تنحت الصخور البحرية المعزولة داخل البحر وتصبح عرضة للنحت من جانبين بسبب إختلاف اتجاه الأمواج، حتى تحدث فجوة تتصل عبرها المياه وتظل باقى الصخور واقفة فى هيئة قوس.

أما المسلات البحرية فهى عبارة عن أعمدة صخرية جيرية ثابتة فى قاع البحر، وتظهر صخورها فى هيئة مسلة عمودية تعلو عن مستوى البحر ببضعة أمتار، وتقف مثل الشواخص الصحراوية فى هيئة عمودية. وقد تتطور المسلات البحرية إذا إنهار سقف الأقواس البحرية فإنه تظل جوانب القوس ثابتة وتصبح أشكالاً من أشكال النحت البحرى وهو الأعمدة أو المسلات البحرية، صورة (١٣).

(٥) خلجان النحت الشاطئ Bays :

هى مواضع مقوسة من الشاطئ، تأخذ هيئة مقعرة تجاه البحر، تتوغل فى اليابس بحيث تظهر تداخل المياه مع اليابس فى هذه المواضع، وتبدو كأنها فجوة متسعة من البحر وقد توغلت وتخللت الرواسب الساحلية، وتبدو فى هيئة دائرية أو بيضاوية، ويكون لها من الاتساع أكثر مما لها من مسافة التعمق فى اليابس.

وتنشأ خلجان النحت بفعل تيار الشق **rip current** على السواحل والذى يحمل الرواسب تجاه البحر ويرسبها فى نطاق تكسر الأمواج بعيداً عن خط الشاطئ نسبياً، وحينما يتدفق تيار الشق من الشاطئ نحو البحر فإنه ينحت لنفسه مجرى بدءاً من خط الشاطئ beach وبالاتجاه نحو منطقة تكسر الأمواج، هذا المجرى يكون فى هيئة خليجية (Inman & Guza, 1982, p.143) ويعمل التيار دائماً أثناء صعود المياه إلى الشاطئ وأثناء ارتدادها على نحت واجهة الشاطئ، خاصة أثناء ارتداده فتتكون بذلك خلجان النحت، وتكون محصورة بين صورتين من صور الإرساب وهى من ملامح المسننات، وترتبط إتساعات هذه الخلجان بمقدار سعة الموجة. ويلاحظ أن خلجان النحت تنتشر بشكل واضح على الشواطئ العاكسة للأمواج.

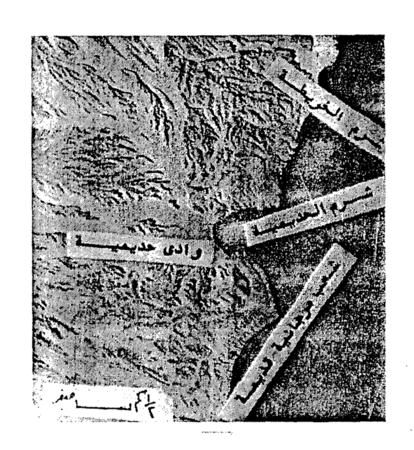
وتتسم شواطئ هذه الخلجان بشدة انحدارها إذا قورنت بانحدارات الأشكال الجيومورفولوجية المجاورة لها مثل المسننات. وتوجد بعض خلجان النحت والتي تعرف باسم الشروم، وهي كثيرة على ساحل البحر الأحمر كما في صورة (١٥،١٦) وهى نوع آخر من الخلجان.

أشكال الارساب البحرى

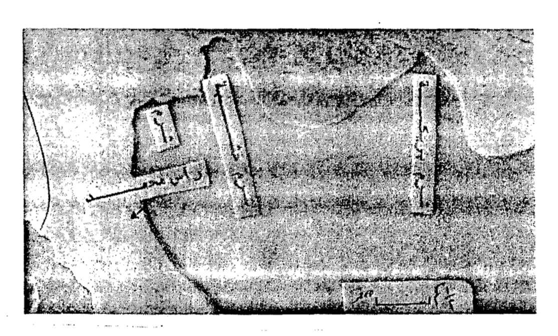
(١) الشواطئ beaches :

هى أشكال ارسابية، أرسبتها العوامل البحرية فى مناطق التقاء القارات بالمحيطات أو اليابس مع المياه. وقد توجد بشكل متصل أو بشكل متقطع، كما أن رواسبها قد تكون ناعمة ومكونة من الرمال، وقد تكون مكونة من الحصى والزلط وبعض الجلاميد. ونظراً لتفاوت الشواطئ فى اتساعاتها التى تتراوح بين بضعة أمتار وبضعة كيلومترات فإنه يمكن تقسيم الشواطئ إلى عدة نطاقات. أو يقسم نطاق الشاطئ shoe zone إلى عدة أقسام، كل منها له خصائصه بدءاً من اليابس وبالاتجاه نحو البحر وذلك على النحو التالى :

- **الشاطئ الخلفى back shore**، ويمتد من قمة الشاطئ beach وبالاتجاه نحو اليابس حتى نصل إلى أبعد نقطة يمكن أن تمتد إليها تأثيرات الأمواج المختلفة وأحوال البلل والجفاف. ويلاحظ أن هذا الشاطئ يتسع فى مناطق السواحل الدلتاوية والمناطق ذات السهول الساحلية، بينما يضيق أو يكاد يختفى فى مناطق الجروف البحرية المشرفة على الشاطئ مباشرة.
- **الشاطئ الأمامى foreshore**، وهو يمتد من نقطة بداية الشاطئ الخلفى السابق ذكره ولكن باتجاه عكسى نحو سطح البحر، ولذا فإن انحداره نحو المياه تجعله عرضة لغمر المياه له فيما يعرف بالغسل والغسل المتراجع wash & back wash، وتغمره مياه المد لمسافة كبيرة، ولذا فهو يمتد وينحدر نحو البحر حتى يصل إلى مستوى المد المنخفض وإلى أدنى حد له، وفى الاتجاه إلى أعلى فإنه يمتد حتى أقصى تأثير لعملية الغسل السابقة.



صورة رقم (١٥) صورة جوية توضح مجموعة الشروم شمال شرق رأس محمد بشبه جزيرة سيناء



صورة (١٦) بعض الشروم البحرية شمال شرق رأس محمد بسيناء

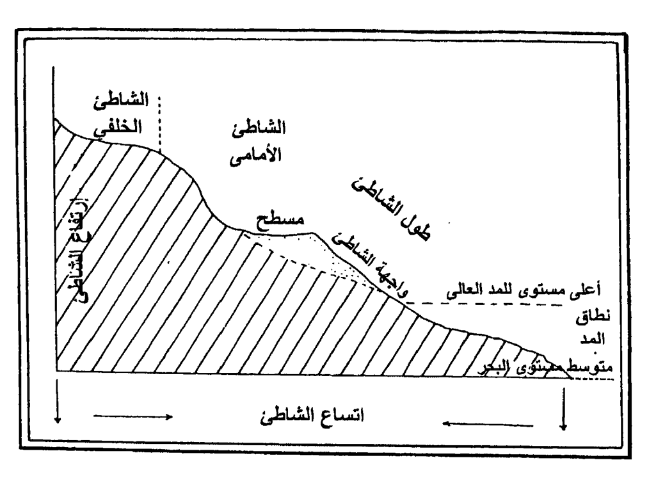
- **نطاق زحف الأمواج swash zone** وهو النطاق الذى يمتد ما بين مستوى المياه فى أية حالة من حالات المد حتى بداية نقطة تكسر الأمواج والتى ترتطم عندها الأمواج بقَاع البحر وذلك حينما يقل عمق المياه عن مقدار ارتفاع الأمواج، أما نطاق الأمواج المتكسرة breaker zone فيبدأ من نهاية الطرف الداخلى لنطـــاق زحف الأمواج وبالاتجاه نحو الداخل إلى عرض البحر ويصل نحو البحر عنـــد نقطة أو منطقة تكسر الأمواج وتغير أبعادها وشكلها.

وتتسم الملامح المورفولوجية للشواطئ بوضوحها، فارتفاع الشاطئ يمثـــل المسافة ما بين أعلى جزء على الشاطئ وبين المستوى الأفقى لـــسطح البحـــر وأن يكون هذا الارتفاع عمودياً، فى حين تكون المسافة المائلة للسطح المكشوف للشاطئ حتى مستوى سطح المياه تعتبر بمثابة واجهة الـــشاطئ beach face. أمـــا إتـــساع الشاطئ weadth فهو المسافة الأفقية بين الارتفاع وأدنى مستوى للميـــاه وبـــشكل عمودى على الارتفاع كما فى شكل (٤٠).

وتؤثر أحوال المد والجزر على الشاطئ، حيث أنه فى حالة المـــد العـــالى neap tide تكون واجهة الشاطئ أشد انحداراً، وتصبح ظروف الشاطئ تجعله مـــن الشواطئ التى تعكس الأمواج التى تأتيها تجاه البحر مرة ثانية، بينما فى حالة المد المنخفض تسود أحوال تشتت الأمواج على وجه الشاطئ.

أما تأثير الرواسب على واجهة الشاطئ فإن وجه الشاطئ يـــرتبط بأحجـــام الرواسب التى يتكون منها الشاطئ. فإذا كانت الرواسب رملية فإنه تميل درجـــات إنحدار الشاطئ إلى أن تصبح قليلة، بينما إذا أصبحت الرواسب التى يتكون منهـــا عبارة عن حصى وحصباء وزلط فإنه تزيد بذلك درجات إنحدار واجهة الـــشاطئ، حيث أن هذه الرواسب الكبيرة الحجم لها درجة عالية من التماسك والثبـــات ممـــا يجعلها أكثر ارتفاعاً وأشد إنحداراً.

وقد يظهر على واجهة الشاطئ جزء صغير يعرف بالمسطح، وهو عبارة



ملامح وخصائص قطاع الشاطئ

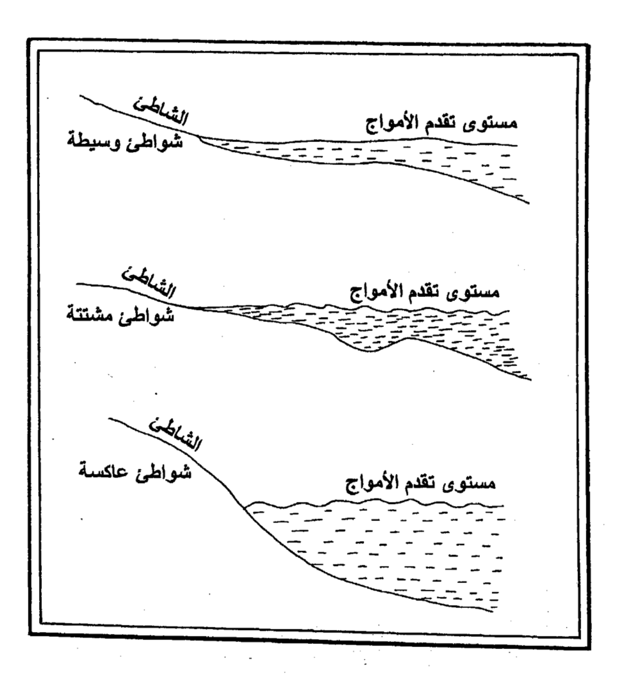
شكل (٤٠)

عن شكل ارسابى صغير، تعمل حركة المياه نحو اليابس والحركة المرتدة نحو البحر فوق واجهة الشاطئ swash & back wash على تراكم الرواسب وتكونه. ويتسم المسطح باستواء سطحه أو يكون سطحه مائلاً فى حدود ١-٢° نحو الشاطئ الخلفى تجاه اليابس أو نحو الماء فى حدود ١-٣°، بينما الجزء الثانى منه يشتد إنحداره نحو البحر ويصل الانحدار إلى ١٠°-١٥°.

وتصنف الشواطئ إلى أنواع حسب الانحدار أو حسب الأمواج التى تكون سائدة على كل نوع، ومن أهم هذه التصنيفات تصنيف شورت (Short, 1979, p.568) الذى قسمها إلى ٣ أنواع هى : الشواطئ القليلة الانحدار، والمتوسطة الانحدار، ثم الشواطئ الشديدة الانحدار. فالشواطئ قليلة الانحدار هى التى تقل ظل زاوية الانحدار tan عن ٠,٠٣ أى تقل عن ١,٧°، ورواسبها تكون ناعمة، ونظراً لقلة الانحدار فإن الأمواج التى تصل هذا النوع من الشواطئ تصبح من نوع الأمواج المشتتة **Dissipative** أى تبدد طاقتها على الشاطئ.

أما الشواطئ المعتدلة فى الانحدار، فتتراوح قيمة ظل زاوية الانحدار ما بين ٠,٠٣-٠,١٠، أى أن درجة الانحدار تتراوح بين ١,٧°- ٥,٧ ° ، ونظراً لزيادة الانحدار نسبياً عن النوع السابق فإن رواسبها غالبا تميل إلى الخشونة وكبر الحجم وتصبح من نوع الرمل المتوسط الحجم، والأمواج التى تصل إلى هذا النوع من الشاطئ فى تفاعلها مع خط الشاطئ تصطدم بشواطئ إما من نوع الشواطئ المشتتة أو الشواطئ العاكسة كما فى شكل (٤١) أى أنها شواطئ وسيطة.

والنوع الثالث من الشواطئ هى الشواطئ الشديدة الانحدار **steep**، وتكون قيمة ظل زاوية الانحدار أكبر من ٠,١،أى ٦° فأكثر والسبب فى ذلك قد يرجع إلى كبر حجم الحبيبات الخشنة والرواسب الحصوية، ويؤدى اصطدام الأمواج بوجه الشاطئ إلى انعكاس الأمواج وارتداد الطاقة نحو البحر فتصبح الشواطئ عاكسة **reflective**.



أنواع الشواطئ حسب الأحوال الديناميكية على واجهة الشاطئ
شكل (٤١)

مراحل تطور قطاع الشاطئ :

يمر الشاطئ بمراحل جيومورفولوجية تطورية تـرتبط أساسـاً بـالأحوال الديناميكية للشواطئ، سواء عمليات النحت أو الإرساب، ونوع الأمـواج وطبيعـة منطقة تكسر الأمواج، وعمليات النقل على واجهة الشاطئ من أعلى إلى أسفل ومن أسفل إلى أعلى. وقد اتجهت الدراسات فى النصف الثانى من القرن العشرين- نحو دراسة دورة الشاطئ **beach cycle**، وكان من رواد هذا الاتجـاه الجديـد سـونو ch. Sonu من اليابان، وشورت A.D. Short من استراليا، وغيرهما كثير.

وتبدأ دورة الشاطئ بفرضية أن الشاطئ من ملامح الإرساب وشكل قطاع الشاطئ وصل إلى أقصى حد نحتى له وأصبح يتخذ شكلاً مقعراً. ويحدث بعد ذلك بدء الدورة حيث تعمل الأمواج وتيار المد وغيرها من العوامل البحرية على نقـل الرواسب إلى واجهة الشاطئ، ويحدث تراكم إرسابى فوقه مما يغيـر مـن شـكله ويتحول من شكل مقعر إلى شكل مستقيم بسبب ملئ التقعر الذى وجد فى المرحلـة الأولى، بالرمال والرواسب.

وقد يحدث أن يتعرض القطاع المقعر إلى تكون حاجز فوقه قبل أن يتحـول إلى الشكل المستقيم، فيأخذ هذا المسطح دورته أيضاً ويهاجر من موضـعه عنـد الجزء الأدنى من القطاع المقعر بالاتجاه إلى أعلى ويصل إلى منتصف القطاع، ثم يهاجر مرة أخرى إلى أعلى القطاع.

وفى المرحلة الثانية وهى مرحلة الشكل المستقيم لقطاع الشاطئ قد يتكـون فوقه مسطح **Berm** والذى يطلق عليه البعض حاجز الغـسل **swash bar**، ويمـر أيضاً من مرحلة وجوده أدنى القطاع المستقيم ثم إلى الجزء الأوسط منه، ثم يهاجر الحاجز إلى أعلى القطاع المستقيم. ويلاحظ أنه ليس بالضرورة تكوين مسطح فوق الشاطئ، حيث أنه قد يمر من حالة التقعر إلى حالة استقامة القطـاع دون تكـوين مسطح، كما أنه قد يتطور أيضاً من حالة الشكل المستقيم إلى الشكل المحـدب دون

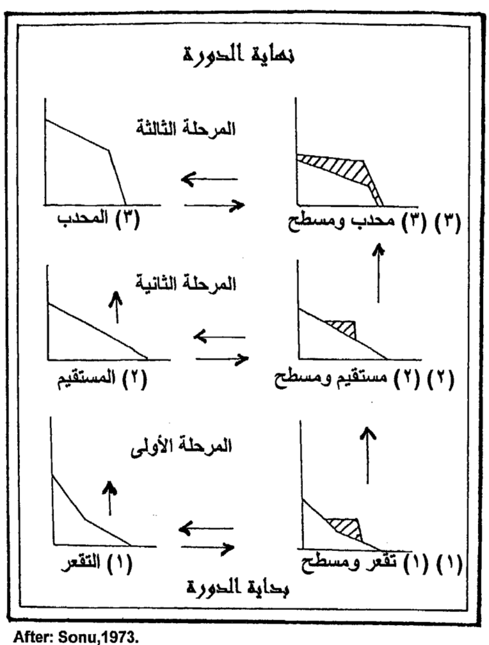
تكون مسطح.

أما المرحلة الثالثة فينتقل فيها الشاطئ من حالة استقامة واجهة الشاطئ إلى الهيئة المحدبة، وذلك بسبب زيادة معدلات النقل والارساب فوق الشاطئ، وبناء وملئ المواضع المقعرة أو المستقيمة، وبالتالى تتغير صورته وتعطيه هيئة محدبة. وقد تتكون مسطحات بنفس الطريقة السابقة فى المرحلتين السابقتين، كما هو موضح فى شكل (٤٢).

(٢) الألسنة البحرية spits :

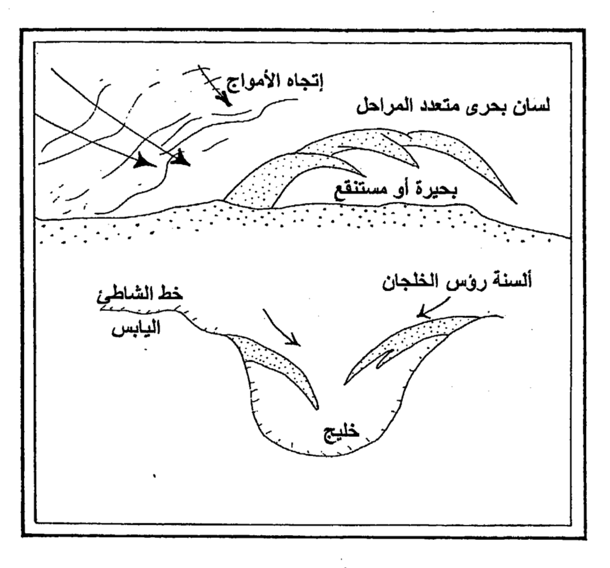
هى عبارة عن تجمعات رسوبية مفككة، تأخذ هيئة طولية، وتمتد من خط الشاطئ باتجاه عرض البحر، بحيث يصبح اللسان ممسوكاً فى أحد أطرافه باليابس، والطرف الثانى حراً سائباً توجهه الأمواج حسب الأحوال، ولذا فهو يشبه لسان الإنسان أو الحيوان فى أنه ممسوك من أحد طرفيه فقط، ويختلف عنه الحاجز البحرى الرسوبى فى أن الأخير غير ممسوك من أى طرف من أطرافه.

وتمر الألسنة البحرية بعدة مراحل جيومورلولوجية تطورية. ففى البداية يحدث نوع من الجرف الساحلى littoral drift للرواسب التى سرعان ما تصنع زاوية مع خط الشاطئ بسبب وجود أمواج وتيارات ساحلية باتجاه معاكس فتتجه الرواسب المجروفة إلى عرض البحر. وباستمرار عمليات الجرف يتم بناء الجسم الرئيسى للسان. أما المرحلة التالية بعد مرحلة البناء فهى مرحلة التشكيل، حيث يكوّن اللسان طرفاً مستدقاً سرعان ما تؤدى عمليات الجرف الساحلى على شاطئ اللسان المواجه للبحر إلى زيادة معدلات الجرف بينما تدفع الأمواج القادمة من الاتجاه المعاكس طرف اللسان فينعكف، وتستمر عملية الجرف فى طريقها لبناء طرف آخر للسان. وباستمرار هذه العملية، بالإضافة إلى تكرار حدوثها تتعدد الألسنة الصغيرة المتصلة باللسان الكبير، ويصبح اللسان متعدد المراحل، ويدل كل لسان صغير منها على أحد المراحل التطورية، شكل (٤٣).



After: Sonu,1973.

مراحل التطور الجيومورفولوجية للشاطئ
شكل (٤٢)



بعض نماذج للألسنة البحرية وأثر الأمواج فى تكوينها
شكل (٤٣)

وعادة يتم بناء الألسنة البحرية بارتفاع يصل إلى بضعة أمتار فوق مستوى سطح الأرض، وترتبط عملية تكوين الألسنة البحرية وبناء جسم اللسان بأمواج العواصف، والمد العالى، أو تغيرات مستوى سطح البحر.

أما عن الرواسب التى تتكون منها الألسنة البحرية فإن الألسنة البحرية تتكون من رواسب معظمها من الحصى والزلط والرمال، وهى رواسب تكون مصنفة، وتزداد حجماً كلما تقدمنا من طرف اللسان الموجود فى عرض البحر إلى منطقة اتصال اللسان البحرى باليابس.

(٣) الحواجز البحرية barriers :

هى أشكال ارسابية تأخذ هيئة طولية وموازية أو شبه موازية لخط الساحل، وهى لا تتصل بالشاطئ، وتبدو فى هيئة جزر بارتفاع ٢-٣ أمتار، ورواسبها رملية أو خليط من المواد الخشنة، وتحصر فيما بينها وبين الشاطئ مستنقعات وبحيرات أو مسطحات مائية.

وقد تعرض الكثير من الدراسين لكيفية تكون هذه الحواجز الإرسابية وظهرت فى هذا المضمار عدة نظريات منها :

(أ) **الجرف الساحلى:** حيث أنه تم بناء الحواجز أثناء استقرار مستوى سطح البحر وذلك بفعل تأثير التيار الساحلى الذى عمل على بناء الحواجز بفعل التيار الساحلى الذى يجرف الرواسب وتعمل أمواج العواصف على جرف الرواسب، وتجمع الرواسب الرملية المجروفة فى شكل حواجز، ويساعد على ذلك نمو بعض النباتات الطبيعية. ويوجه النقد إلى هذه النظرية أن حواجز التيار الساحلى لا تستطيع أن تبنى حواجز تظل واقفة وتعلو عن مستوى سطح البحر (Chorley, 1984, p.387) لأن مثل هذه الحواجز تتحول إلى حواجز شاطئية، ولأن الرواسب فى اللاجونات والمواد العضوية بها لا تظهر أية علامات تربطها بالدورة فى البحار المفتوحة.

(ب) **نظرية الهبوط:** تشير هذه النظرية إلى أن الحواجز البحرية نتجت عن هبـوط مستوى سطح البحر فى مناطق الألسنة والحواجز الممتدة على طول الشاطئ.

ومن أصحاب نظرية الهبوط الدلتاوى أوتفوس (Otvos, 1986) الـذى درس كيفية نشأتها، وأشار إلى تكون الألسنة البحرية فى هيئة قطع متصلة بالدلتا، وذلـك أثناء حدوث الأمواج الشديدة التى تعرف بالعاصفة storm التى تحولت إلى جـزر، وباستمرار التراجع المحلى للدلتا بسبب الهبوط فإن أراضى خط الشاطئ تتراجـع نحو اليابس بدرجة أسرع من هجرة الجزر والتى تظهر فى المرحلـة رقـم (٢). وتستمر عملية الهبوط التى تصيب سطح الدلتا المتقدم فى عرض البحر، وتختفـى مناطق كثيرة كانت تمثل رءوساً بحرية ومسطحات أرضية دلتاويـة، وانفـصلت الجزر عن ارض الدلتا فى لويزيانا فى الولايات المتحدة بـسبب عمليـة الهبـوط الدلتاوى من جهة ونقص التزود بالرواسب التى تعمل على التعويض لبناء الـدلتا، كما فى شكل (٤٤).

(ج) **نظرية ارتفاع مستوى البحر:** حيث أن الحواجز البحرية ترتبط فـى تكونهـا بارتفاع مستوى سطح البحر مما أدى إلى عزل الشواطئ التى كونتها أمـواج العواصف، أو عزل الكثبان الرملية الساحلية عن طريق هبوط منطقة الشاطئ الخلفى back shore بسبب غمر المياه لها وكون الجزء الهابط بركـاً سـاحلية coastal lagoons.

(د) **نظرية تقطع الألسنة البحرية :** حيث أن الحواجز قد تم بناؤها فـى صـورة السنة بحرية متقطعة بفعل أمواج العواصف أولاً، ثم تعرضت إلى قطع ثغرات beaching فى جسم اللسان بفعل هجوم الأمواج على أجـزاء فـى منتـصف اللسان، وهذا التطور يمكن أن يكون مقبولاً فى بعض الحواجز.

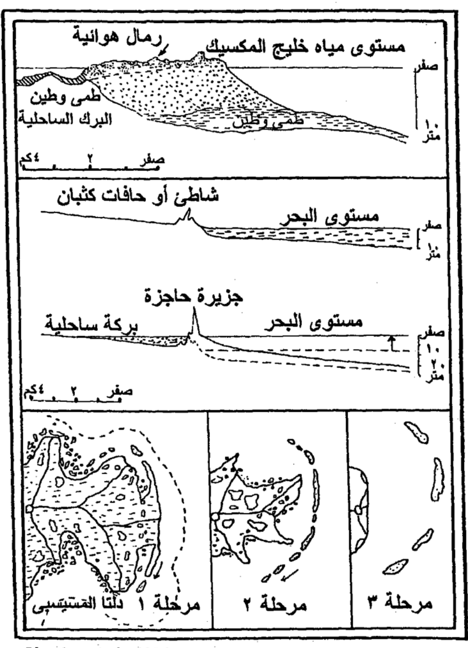
(هـ) **نظرية بناء الحواجز** وهى من أفضل النظريات القائلة بنشأة الحـواجز فـى منطقة الشاطئ البعيد offshore إلى اعلى لتصبح فى هيئة جزيرة، حيث يتم

تراكم الرواسب فوق الحاجز المغمور حتى تصل الرواسب إلى مستوى سطح البحر، ثم تعلو عنه وتصبح الرواسب مكشوفة على السطح وأعلى من مستوى البحر، وبالتالى تحجر فيما بينها وبين الشاطئ بركاً ومستنقعات كما فى شكل (٤٤).

أما نظرية جلبرت Gilbert والتى لم يوافق جونسون الأخذ بها تقول بأن الحواجز كانت فى البداية عبارة عن السنة بحرية، وسرعان ما تحولت إلى جزيرة حاجزة (Hoyt, 1967, p.1126)، وذلك بسبب انفصال اللسان عن اليابس. ويوجد اتجاه آخر بأن جزر الحواجز إنما كانت فى الأصل عبارة عن شواطئ أو حافات رملية ساحلية تتميز بالارتفاع، ولكن حدث أن تعرضت المنطقة الواقعة إلى الخلف منها فى نطاق الشاطئ الخلفى لعمليات هبوط تكتونى أدى إلى طغيان المياه عليها وتكوين برك ومستنقعات ساحلية (لاجونات) وأصبحت حافات الكثبان الساحلية أو الشواطئ فى عرض البحر بمثابة جزر حواجز تعلو عن سطح المياه، كما فى شكل (٤٤) وقد يكون سبب تكون البرك الساحلية هو ارتفاع مستوى مياه البحر submergence، وغمر المنطقة الساحلية وليس هبوط الشاطئ الخلفى.

وتتميز الحواجز البحرية دائماً بالهجرة، ومنها هجرة الحاجز نحو الشاطئ، والسبب فى هجرة الحاجز نحو الشاطئ هو أن الأمواج تتكسر على شاطئ الحاجز، ذلك الشاطئ الذى يكون مواجهاً للبحر، ولكنه من الجهة الأخري المواجهة لليابس تقل فرص نحت الأمواج للحاجز فتميل المياه للإرساب فيزداد نمواً تجاه البحر (Wright et al., 1986, p.281) أما البرك الساحلية التى تقع بين الحواجز وخط الشاطئ فهى تمتلئ تدريجياً بالرواسب، ثم تنعزل وتتبخر منها المياه ويصبح اليابس بعد ذلك متصلاً بالحاجز.

وتتزود الأمواج بالرمال من قاع البحر والتى تحملها لكى تبنى بها الحاجز وتعمل على هجرته أيضاً. فالأمواج وحركة المد والجزر تعمل على هجرة



Chorley et al., 1984.

طرق تكوين ونشأة الحواجز البحرية فى بعض المناطق
شكل (٤٤)

التموجات الرملية riplle marks الموجودة فى قاع البحر تجاه الشاطئ، وبالتالى تضاف هذه الرواسب أولاً إلى شاطئ الحاجز المواجه للبحر، ومن أكثر المناطق انتشاراً لظاهرة الحواجز البحرية الساحل الأمريكى المطل على المحيط الأطلنطى وعلى خليج المكسيك، وسواحل بحر البلطيق، والسواحل المدارية التى تنتشر فيها نباتات المنجروف فى العالم.

(٤) المسننات الشاطئية beach cusps :

هى عبارة عن بروزات ارسابية، تتقدم تجاه البحر أمام الشواطئ وتكون جزء من الشاطئ نفسه، وتأخذ هيئة مدببة بحيث ينتهى طرفها بهيئة مستدقة نحو البحر، وهى تكسب ملامح الشاطئ هيئة متعرجة، ويعرفها البعض بأنها ضروس الشاطئ، وقد اصطلح عليها المجمع اللغوى عام ١٩٧٢ فى مصر باسم ضروس الشاطئ، ويذكرها الغالبية فى دراساتهم باسم المسننات، وهى تكون أكثر من مسنن، بينما إذا كان مسننا واحداً يصبح فى هذه الحالة رأساً رملية sandy head.

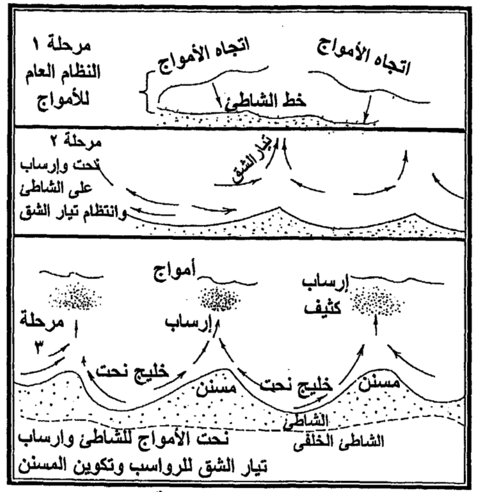
وتشير كثير من الدراسات إلى أن هذه الملامح تمثل ملامح نحت فى الشاطئ، حيث توجد على جانب كل مسنن خليجين من خلجان النحت، وكأن هذا المظهر النحتى هو الذى أظهر هذه الملامح البارزة، وأن النحت غير المنتظم فى واجهة الشاطئ هو الذى ساعد على تكوين هذه الأشكال حسبما أشار ديبوس Dubois ١٩٧٨، فى حين تذكر كولين كنج (King, 1972, p.387) بأن هذه الأشكال تم تكونها عن طريق عملية زحف الموج يشك فى صحتها. أما أصحاب نظرية الارساب فمنهم كوينن Kuenen ١٩٤٨ الذى ركز على أهمية عملية الارساب فى تكوين المسننات، ولذا فهى تمثل الآن شكلاً أساسياً من أشكال الارساب على السواحل، وتضم بينها خلجان النحت.

وقد لاحظ كومار P.D. Komar عملية تكوين المسننات الشاطئية بدءاً من نطاق الشاطئ القريب nearshore، حيث تبدأ عملية تحرك المياه فى نطاق زحف

الموج surf zone ذهاباً إلى الشاطئ، ثم ترتد فى صورة تيار رجعى يعرف بتيار الشق rip current والذى يرتد مرة ثانية بقوة ليدفع المياه مع تقدم الموجة نحو خط الشاطئ (Komar, 1971, p.2644) فحينما تتكسر الموجة على الشاطئ تنقسم مياهها إلى قسمين من المياه المرتدة نحو البحر، جزء منها على اليمين والآخر على اليسار، وتمثل المنطقة الوسطى التى يتجه إليها التيار من البحر نحو الشاطئ قبل أن ترتد المياه موضع نحت رئيسية هى الخلجان، بينما على الجانبين يتم الارساب بسبب تراجع المياه المرتدة فى اتجاهين متقابلين فتبدأ بذلك عملية تكوين المسننات كأشكال إرساب، ويوضحها شكل (٤٥).

ويحكم تكوين هذه الأشكال (المسننات) مجموعة من العوامل منها الأمواج، وتيار الشق. فقد لاحظ المؤلف على شواطئ خليج العقبة وخليج السويس أن الشواطئ التى تأتى إليها الأمواج بزاوية مائلة تتكون بها هذه الملامح بدرجة أكبر من تلك التى تتعامد عليها الأمواج. كما أن الشواطئ التى يصبح اتجاه الأمواج عليها بشكل موازٍ تختفى من عليها هذه الأشكال ولا تتكون لأنه يختفى تيار الشق ويظهر التيار الساحلى ويقوم بعمليات الجرف. وهذا ما لاحظه المؤلف على الشواطئ التى تقع دائماً نحو الجنوب أمام دلتاوات ساحل خليج العقبة فى مصر شرقى سيناء، حيث تصبح غالبية الأمواج والتيارات البحرية الساحلية longshore current تسير بهيئة موازية لامتداد الشاطئ وبالتالى تختفى عملية التفاعل فى النحت والارساب والتى تتم بشكل عمودى على الشاطئ فلا تتكون الظاهرة.

وتتميز المسننات بالتجانس النسبى فى أطوالها، ويشير تويدال (Twidal, 1976, p.387) إلى أن طولها يتراوح ما بين المتر الواحد والعديد من الأمتار، وقد يصل طولها إلى قرابة العشرة أمتار أو يزيد. وعادة يكون انحدار المسنن فى غالبية الأحوال تجاه البحر، وتتراوح درجات انحداره فيما بين ٥°-١٢°، بحيث تقل درجة انحدارها عن إنحدار شاطئ خليج النحت المجاور لها على الجانبين حتى يمكن لها أن تظل ظاهرة على السطح.



مراحل تكوين المسننات الشاطئية وخلجان النحت

شكل (٤٥)



After: Williams, 1960, p.131,

نماذج لأشكال التمبولو

شكل (٤٦)

جدول (١٥)

مقدار الأبعاد بين المسننات الشاطئية على بعض سواحل العالم

حدود الأبعاد	مسننات باداجرى على ساحل نيجيريا		مسننات فكتوريا على ساحل نيجيريا		ساحل خليج العقبة شرقى سيناء
	العليا	الدنيا	العليا	الدنيا	
المتوسط بالمتر	٣٣,١	٢١,٦	٦٣,٣	٤٣,٥	٦٢,٧
المدى بالمتر	٣٠-٣٤	٢١-٢٢	٤٧-٧٦	٣٤-٥٠	-

تجميع المؤلف عن : التركمانى، ١٩٨٧، ص٧٢، Antia, 1987, p.27

وتختلف المسافة الواقعة بين كل مسنن وآخر على طول امتداد خط الشاطئ، فقد تكون المسافة قصيرة جداً بحيث تقل عن ١٠ أمتار، وقد تكون طويلة بحيث يصل طولها إلى ما بين ١٠٠-٢٠٠ متر، أما إذا زادت المسافة عن ٢٠٠ متر ووصلت حتى ١٠٠٠ متر فإنها فى هذه الحالة تكون أشكالاً جيومورفولوجية ساحلية أخرى تعرف بالأشكال الهلالية الساحلية crescentic features.

(٥) التمبولو Tombolo :

هو عبارة عن لسان بحرى يصل بين خط الشاطئ من جهة وإحدى الجزر الصخرية أو المكونة من رواسب المجروفات الجليدية فى العروض المعتدلة الباردة فى نطاق الشاطئ البعيد offshore من جهة أخرى. وقد يحدث أن يتصل لسانان بحريان ويمتد كل منهما فيما بين الشاطئ والجزيزة الصخرية، وتعرف فى هذه الحالة بأنه تومبولو مزدوج، ومن أمثلة الحالة الأولى تمبولو فى ناهانت Nahant، فى ماساتشوستس بالولايات المتحدة، ومن أمثلة الحالة الثانية فى مونت أرجنتاريو فى إيطاليا. وهى تتكون عادة بفعل عمليات الجرف الساحلى من الشاطئ تجاه الجزيرة من اتجاه واحد أو من اتجاهين مختلفين ومتعارضين، ولذا يتكون لسان أو لسانين فيما بين الشاطئ والجزيرة.

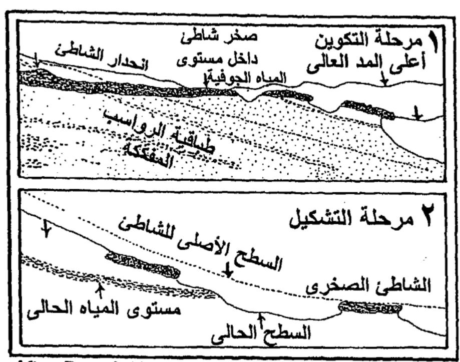
(٦) الشواطئ الصخرية Beach rocks :

هى ملامح صخرية على الشاطئ لكنها نتجت عن الارساب ثم حدث تماسك للرواسب، ولذا فهى ليست من أشكال النحت بل من أشكال الإرساب حيث تصلبت الرواسب وأصبحت بهيئة متماسكة وتنحدر نحو البحر. وهناك اتجاه عام علـــى أن ملامح هذا الصخر هو بناء submitted لعملية البلل والجفاف. حيـث أن الغالبيـة العظمى من هذا الملمح المورفولوجي يوجد فى نطاق المد intertidal zone وهـذا يجعل الصخور الشاطئية مؤشراً جيداً لمعرفة مستوى البحر، كما فى شكل(٤٧)

والشواطئ الصخرية تتكون أساساً من مواد التحمت مع بعـضها الـبعض، معظمها مكونة من العناصر الجيرية ومن قواقع الفورمانيفرا الميتة، وغالباً ما يـتم ملئ الفجوات بين الحبيبات الـصغيرة والبقايـا العـضوية مـن خـلال عمليـة جيومورفولوجية تعرف باسم ملئ الفجوات cavity filling بمـواد جيريـة ومـواد لاحمة حتى يحدث التماسك تماماً، وتكسب هذه العملية الصلابة للصخور الشاطئية، وقد تستغرق هذه العملية حتى يتم بناء الصخورات الشاطئية مئات السنوات كما فى شكل(٤٧).

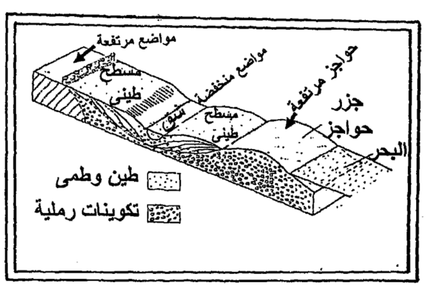
وتتوزع هذه الشواطئ الصخرية على سواحل البحار والمحيطات التى تقـع فى العروض الحارة، حيث تتكون من مواد رسوبية شاطئية تماسكت بمواد جيرية لاحمة، وقد أزالت مياه الأمواج من فوقها معظم الرواسب التى كانت سائبة.

وتعتبر السواحل المدارية اصلح البيئات البحرية لتكوين الشواطئ الصخرية حيث أن الرمال الجيرية تكون شائعة الوجود والمياه الباطنية تكون دفيئة وتكـون المياه غنية بكربونات الكالسيوم والتى تلعب دور المادة اللاحمة. ولذا ظهرت نظرية أصل نشأة هذه الشواطئ وهي أن المياه الباطنية تعمـل علـى التحـام الراوسـب وتتصلب وتزداد سمكاً حتى تتكشف بفعل النمو الرأسى من أسفل إلى أعلى أو بعد نحت وتخفيض الشاطئ. ويؤثر فى تكوينها أيضاً قلة المد أو صغر مـدى المـد.



After: Russel, 1965.

أثر المياه الباطنية فى تشكيل الشواطئ الصخرية ومراحل تكونها
شكل (٤٧)



After: Pethick, 1984, p.156.

مظهر المسطحات الطينية ودور الحواجز فى تكوينها
شكل (٤٨)

وعلى ما يبدو أنها تتكون فى معظم الحالات بالتعمق فى رواسب الشاطئ، حيث تتصلب الرواسب، وبالتدريج يتم نحت الرواسب المحيطة بها، ويتغير شكل القطاع الشاطئ، فيظهر على السطح الصخر الشاطئ، ويتم تجويف المواضع الأخرى التى لم تتصلب. ويصل سمك الصخر الشاطئي ما بين بوصات قليلة وأكثر من ٣ أقدام (Russell et al., 1965, p.20)، وقد لاحظها المؤلف على أحد شواطئ الشروم فى منطقة رأس محمد بين خليجى العقبة والسويس ووجد أن سمكها يتراوح بين ٢٠-٥٠ سم، شكل (٤٧).

وتتوزع هذه الظاهرة على سواحل البحر الأحمر وخلجانه، وفى جنوب أفريقيا، وجزر فيجى وحول سواحل استراليا حيث توجد بكثرة، وفى كل الجزر البحرية فى نصف الكرة الجنوبى خاصة جزر سيشل.

وتوجد الشواطئ الصخرية على سواحل جزر اليابان ومنها جزر ريوكيو أيضاً حيث توجد على ارتفاع فيما بين ٣٥ سم و ٢,٤ متر فوق متوسط مستوى سطح البحر، وعلى الساحل الشرقى لخليج السويس توجد على ارتفاع ١-١,٥ متر، وعلى سواحل خليج العقبة شرقى سيناء توجد على ارتفاعات تبلغ ٠,٥ - ١,٥ متر، وعلى شواطئ مناطق الشروم الواقعة بين رأس محمد ورأس نصرانى توجد على ارتفاعات تصل إلى المترين، صورة (١٤).

(٧) مسطحات المد tida flat :

هى عبارة عن مسطحات ارسابية، توجد أمام مجموعة من السواحل المنتشرة حول قارات العالم، وهى لا تتسم بالاتصال المكانى بل توجد فى هيئة مساحات صغيرة متناثرة ومتباعدة، وعادة توجد فى مناطق ضحلة وقليلة العمق، وبطيئة الانحدار، وطاقة الأمواج بها ضعيفة.

ومن أمثلة هذه المسطحات تلك التى تكونت فى منطقة دالراديان Dalradian الوسطى فى أرجيل باسكتلندة. ومسطحات المد هى مساحات من الرمل أو الطين،

لا تغطيها المياه أثناء فترات المد المنخفض low tide، ولكنها غالباً ما تكون رطبة، ويبلغ سمك رواسب مثل هذه المسطحات ما بين ٥-٢٠ متراً، وتتكون رواسبها من الطمى والرمل الناعم.

ومن أمثلة هذه المسطحات تلك التى تكونت فى منطقة دالراديان Dalradian الوسط فى أجيل باسكتلندة.

(٨) السبخات الساحلية **Coastal Marches** :

هى من المظاهر الساحلية التى تنتج عن ارساب المياه البحرية للرواسب فى المنطقة الساحلية بفعل العوامل المختلفة، وتبدو فى هيئة مستوية ومنخفضة، وتتعرض لغمر مياه البحر بفعل تيار المد من حين لآخر.

ويحدث دائماً تبادل بين مياه البحار والسبخات المتصلة بالبحار، حيث تتدفق المياه من البحر إلى السبخة حاملة معها كميات من الرواسب يتم ارسابها فوق سطح السبخة، ويتم ذلك أثناء فترات المد العالى neap tide، وتعاود هذه المياه ادراجها مرة أخرى وتعود إلى البحر أثناء انخفاض مستوى المد، فتسحب معها المياه وهى عائدة كميات من الرواسب تعيدها إلى البحر مرة أخرى.

وإذا كانت كميات الرواسب الواردة إلى السبخة أقل من كميات الرواسب المنقولة مرة أخرى إلى البحر فإن ذلك يؤدى إلى تعرض قاع السبخة للتخفيض والنحت، بينما إذا كانت كمية الرواسب المنقولة إلى السبخة الساحلية أكبر من الرواسب المحمولة من قاع السبخة تجاه البحر تعرضت السبخة للارساب، ورفع القاع، وقد يعمل ذلك فى النهاية على اختفائها وتتحول إلى سهل ساحلى أميل لجفاف التربة.

ومن أمثلة الدراسات التى تمت على عملية التوازن فى تدفق الرواسب البحرية إلى السبخات الساحلية تلك التى أجريت على سبخات ساحل وسط الاطلنطى شرقى الولايات المتحدة ومعظمها تمت دراستها خلال الثمانينيات، والتى أجراها كل من وورد Word، وبون Boon, 1975، وورمان Roman, 1981، وجوردان Jordan et al., 1986، ووجد من خلال دراساتهم جميعاً أن الفارق بين

معدلات الرواسب الواردة إلى السبخات وبين المنقولة من السبخات إلى المحيط وصل فى معظمها قيمة سالبة تتراوح بين -٠,١كجم/م٢/ السنة و -٢,٢كجم/م٢/ السنة، والقليل منها هو الذى سجل قيمة موجبة تتراوح بين ٣-١٣,٨كجم/م٢/السنة (Stevenson et al., 1988, p.42)، معنى هذا أن معظم السبخات تتعرض لعمليات نحت، والقليل منها يتعرض لعمليات الإرساب.

ومعظم التركيب المعدنى لرواسب السبخات الساحلية هو من الجبس والكالسيت والفلسبار. ومن خلال تحليل المؤلف لعينتين من رواسب السبخات الساحلية فى منطقة سهل الطينة شمال غرب شبه جزيرة سيناء بالأشعة السينية X ray وجد أن معدنى الجبس والكالسيت هما السائدان بين مكونات العينة، حيث بلغت نسبة الجبس ٤١,٩%، ٣٢,٧% فيهما، ونسبة الكالسيت ٤٦,٧%، ٦٢,٨% فيهما على التوالى، والنسبة الباقية عبارة عن فلسبار.

وتتميز الملامح المورفولوجية للسبخات الساحلية بوجود مظهر المضلعات ، والقشور الملحية، والشقوق التى تفصل بين مظهر المضلعات، وأن هذه المضلعات منها الصغيرة، ومنها الكبيرة جدا Mega polygons ، وقد تكون رطبة أو جافة حسب فصول السنة، وحسب أحوال المد.

وقد حاول فرى وباسون Frey & Bason, 1978, pp.112-113 صياغة مراحل التطور التى تمر بها المستنقعات الساحلية coastal marches، وذكرا بأنها تمر بمراحل التطور الآتية :

(أ) مرحلة الشباب : وفيها يكون المستنقع منخفضاً، وتكون به نباتات، وتنتشر به جزر صغيرة، وتوجد قنوات تصريف مياه المد tidal drainages، وتكون مواضع هذه القنوات ثابتة، ويحدث ارساب بمعدلات سريعة.

(ب) مرحلة النضج: يحدث نوع من التساوى المساحى بين الأجزاء المستنقعية التى تم ارساب كمية كبيرة من الرواسب بها وبين الأجزاء المستنقعية التى ما زالت تتميز بعمق أكبر تشغلها مياه، وتنتشر النباتات المحبة للملوحة بشكل أكبر،

ومعدلات الارساب فى هذه المرحلة تقل نسبياً وتكون بشكل مركز فى المواضع المنخفضة.

(ج) **مرحلة الشيخوخة :** وتتميز هذه المرحلة بأن أكبر من ٥٠% من المستنقع يكون قد دخل مرحلة الشيخوخة، والتى تتميز بنمو نباتات قصيرة، وتكون القيعان متجانسة فى الارتفاع بسبب الردم، وتعمل الرياح على إعادة توزيع الرواسب من الأجزاء العالية المكشوفة إلى المواضع الأكثر انخفاضاً والتى تغطيها المياه، ويصبح معدل الارساب البحرى بطيئاً جداً، ويصبح الاتصال بالبيئة الأرضية أكبر من البيئة البحرية.

ويقسم مونكهاوس Monkhouse 1971, p.142 المستنقعات الملحية إلى عدة أنواع منها :

(١) السبخات الرطبة wet وتكون مغطاة بقشرة ملحية، ولذلك فإنها تكون خالية من النبات تقريبا بسبب شدة تركز الأملاح.

(٢) السبخات الملحية الرطبة التى يصاحبها نمو الأشنات glasswort وأنواع نباتية أخرى، وأهم الأملاح المركزة بها هو الكلوريدات، وغالباً ما تكون كلوريد الصوديوم، والأملاح هنا تكون سطحية فى الغالب.

(٣) السبخات ذات الآكام Hummoky، وتوجد بها نباتات محبة للملوحة، وتكون الأملاح من نوع كلوريد الصوديوم وتحتوى أيضاً على أملاح الكالسيوم.

(٩) البرك الساحلية Coasta lagoons :

هى عبارة عن مياه بحرية، ذات أرض ضحلة العمق، غالباً ما تأخذ اتجاهاً موازياً لخط الساحل، ويفصل فيما بينها وبين خط الساحل حاجز بحرى. وتتصل هذه البرك بمياه البحر بمدخل أو أكثر inlet والتى تعرف فى مصر باسم البوغاز، وغالباً ما يتعرض الحاجز لقطع الأمواج له من حين لآخر، أو توغل مياه البحر من فوق الحاجز لتملأ هذه البرك بالمياه، أو تصل مياه البحر إلى البرك عن

طريق التسرب. ويلاحظ أن عمق هذه البرك ليس كبيراً، حيث يتراوح ما بين المتر وثلاثة أمتار.

وقد قسم كيحيرف وماجيل ١٩٨٦ البرك الساحلية إلى ثلاثة أنواع جيومورفولوجية طبقا لعملية تبادل المياه مع مياه البحر، وبالتالى حجم التبادل الكلى للمياه وهى:

(١) البرك ذات العنق cheked lagoons وتكون مختنقة ويتوقف نموها وتطورها، وقد تكون مسدودة، وتكون مرتبطة بالمسطح البحرى بعنق صغير، وتذبذب المياه فيها يقل عن ١% وتوجد فى مناطق ذات الطاقة العالية فى عملية الجرف الساحلى وتتميز بالثبات لفترة طويلة.

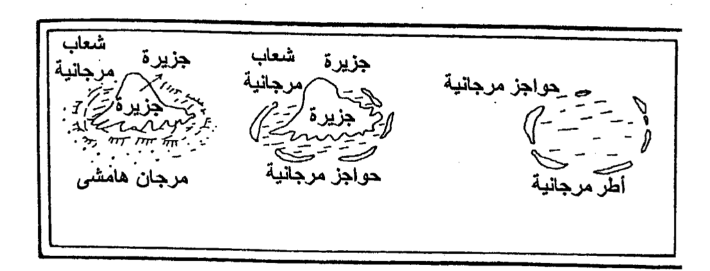
(٢) البرك المقيدة restricted lagoons وتكون محصورة.

(٣) البرك المنفذة للمياه leaky lagoons وتتسرب إليها المياه.

(١٠) مسطحات الشعاب المرجانية coral reefs :

هى أشكال وملامح بنائية، نتجت عن ارساب حيوان المرجان وتكوينه وبنائه للصخور الجيرية ذات الأصل الاحيائى، ولذا تعتبر من أشكال الارساب البحرى.

وتتطلب عملية بناء حيوان المرجان لمثل هذه الصخور ضوابطاً بيئية بحرية منها ارتفاع درجة حرارة المياه، حيث يعيش حيوان المرجان فى مياه حرارتها بين ٢٥° – ٢٩° مئوية ولذلك فإن أنسب البيئات هى البيئة الحارة التى ترتفع فيها حرارة المياه. كما تتطلب أعماقاً قليلة حيث تكون فعالية أشعة الشمس فى رفع درجة حرارة المياه كبيرة، ولذا فانها تبنى مسطحاتها المرجانية على أعماق لا تزيد عن ١٦٥ متراً، وان كانت الغالبية العظمى من حيوانات المرجان تبنى مسطحاتها حتى عمق ١٠–٢٥ متراً (Chorley et al., 1984, p.404) ولهذا فان هذه المسطحات الرسوبية تميز السواحل المدارية فى بحارها وخلجانها ومحيطاتها، وتكون صخور هذه المسطحات من الحجر الجيرى، خاصة وأن حيوان المرجان يتطلب ملوحة عالية لمياه البحار تبلغ نسبتها ٣٠% – ٤٠%.



أشكال بناءات المرجان ومراحل تطورها

شكل (٤٩)

ويعمل حيوان المرجان على بناء مسطحات مرجانية أمام السواحل ومتصلة ومرتبطة بها، ويعرف المسطح المرجانى فى هذه الحالة بالمرجان الهامشى fringing reefs كما هو واضح فى شكل (٤٩) حيث يبدو المرجان متصلاً بشاطئ الجزيرة. وقد تتعرض الجزيرة لهبوط خفيف بفعل العمليات الباطنية وبمعدلات أعلى يزيد عن سرعة بناء حيوان المرجان لمسطحاته، ويؤدى ذلك إلى غرق جزء كبير من المسطحات المرجانية بينما توجد أجزاء مرجانية فى هيئة محيطة بالجزيرة وبعيدة عنها بحيث يفصلها عن الجزيرة برك وبحيرات lagoons، ويعرف بالمرجان المعزول والمرتفع فوق السطح فى هذه الحالة بالحواجز المرجانية barrier reefs. أما إذا استمرت عمليات هبوط الجزيرة حتى تختفى، ويصارع المرجان فى بناء مسطحاته حتى تظل فوق سطح البحر، فإنه لا يتبقى الا صخور المرجان فى هيئة دائرية، وهنا يعرف بالأطر المرجانية atolls reefs أو المرجان الحلقى Attols.

الفصل السابع

العمليات والأشكال الصحراوية

(فعل الرياح)

العمليات والأشكال الصحراوية (فعل الرياح)

تقوم الرياح بالتعرية الصحراوية فى المناطق الجافة بالعالم، وتنشط الرياح فى عملية النحت إذا زدات سرعة الرياح خاصة بالارتفاع النسبى عن سطح الأرض، فتتدفق الرمال فوق أسطح الحصى والجلاميد وتبدأ فى ممارسة نشاطها فى عملية النحت. وتعمل الرياح على تحريك هذه الرمال والتى تصبطدم بالأحجار وبالسطح أثناء تحركها، وينتج عن ذلك احتكاك الرمال بالسطح مما يؤدى إلى حدوث النحت من جراء تكرار هذه العملية.

النحت بالرياح :

تعمل الرياح أثناء حركتها على برى الصخور والحصى والجلاميد على ارتفاع ٢-٣ بوصة من سطح الأرض وتعرف هذه العملية بعملية البرى abration والتى تتوقف على سرعة الرياح وصلابة الصخر، وينتج عن ذلك أشكال نحت سواء الأوجه المصقولة لكل حبيبة على حدة أو الأرصفة الصحراوية كمظهر عام للسطح الصحراوى. كما تحمل الرياح الرواسب الناعمة وتترك الرواسب الأكبر والأخشن، وتسمى هذه بعملية التذرية deflation.

ويؤثر على عامل النحت فى الصحارى بواسطة الرياح عدة عوامل منها :

- خصائص الهواء : وتشمل سرعة الرياح، واضطراب الهواء، وكثافة الهواء والتى تتأثر أساساً بدرجات الحرارة، وأحوال الضغط، ورطوبة الهواء، كما تتأثر أيضاً عمليات النحت بدرجة اللزوجة.
- خصائص السطح : وذلك من حيث درجة خشونة السطح، ونوع الغطاء النباتى إذا كان موجوداً، ومدى سلاسة السطح أو وجود عقبات، ودرجة حرارة السطح، والملامح الطبوغرافية ما بين الارتفاع والانخفاض أو الاستواء.
- خصائص التربة soil وهى أساساً الرواسب المفككة المعدة للنقل، حيث تؤثر

على نقل الرياح سواء من حيث تركيبها الميكانيكى أو وجود المواد العضوية بها، ومحتوى التربة من الرطوبة.

النقل :

تبلغ المساحة التى تغطيها الرمال المنقولة على سطح الكرة الأرضية نحـو ٢٥% – ٣٥% من سطح الأرض، منها ٢% فى أمريكـا الـشمالية، ١١% فـى الصحراء الكبرى، ويوجد منها نحو ٥٠% فى الصحراء العربية جنوب غرب آسيا من إجمالى المساحة الكلية للصحارى. وتغطى الصحراء إما بالرمال المنقولـة، أو بالصخور المفككة نتيجة التجوية التى تتم بالصحراء.

وتنشط عملية نقل الرياح للرواسب فى شكل عالق فى حالات وجـود كميـة كبيرة من الاتربة والغبار، خاصة فى حالة سيادة الجفاف. وتوجد عـدة مـصادر للأتربة منها إنفجار البراكين، وتدفق اللافا والتى يصاحبها الرماد البركانى الـذى تحمله الرياح لعدة أيام ويتم إرسابه فى مناطق بعيدة. مثال ذلك الرمـاد البركـانى الناتج عن انفجار بركان فيزوف يهبط الرماد البركانى المندفع منه فى القسطنطينية فى تركيا، ويسقط الرماد البركانى المندفع من براكين جزيرة أيسلندا فى شبه جزيرة اسكنديناوة. كما تعمل الرياح على حمل الرواسب الناعمة من الجبال ومن المناطق الجافة، وتدخل مع تركيب الدخان، وتحملها الرياح لمسافة بعيدة وتعود إلى الأرض أو إلى البحر مرة أخرى عن طريق تكاثف بخار الماء وسقوط الأمطار. وقد قـدر أنه فى أحد العواصف الترابية سقط فوق الأراضى الإيطالية فى بعـض المنـاطق كمية من الاتربة بلغ سمكها بوصة واحدة (Tarr, 1927, p.58). ويذكر أن العاصفة الواحدة التى تهب فى الصحراء فى الميل المكعب الواحد فى الهواء يحمـل معهـا الهواء ١٢٦٠٠٠ طن من الرواسـب المعدنيـة المفككـة علـى سـطح الأرض (Ibid, p.70).

جدول (١٦)

العلاقة بين سرعة الرياح والارتفاع

سرعة الرياح سم / الثانية	الارتفاع عن السطح بالملليمتر
١٠٤	٠,١
٢٧٢	١,٢
٣٠٤	١,٨

Afte: Chepil, 1982, p. 310.

ويلاحظ أنه إذا كان الإختلاف الكلى فى أحوال الضغط بين الأسطح العليا والأسطح السفلى أكبر من قوة الجاذبية التى تعمل على هبوط الحبيبات إلى أسفل، فإن الحبيبات سوف ترتفع بإتجاه رأسى إلى أعلى. ويلاحظ من جدول (١٧) ان سرعة الرياح تزيد بالارتفاع عن السطح الملامس لعمليات جرف وقفز الحبيبات بفعل حركة الرياح، وبالتالى تزداد قدرتها على تحريك الحبيبات، وحدوث حركة القفز. كما لوحظ ايضاً من شكل (٥٠) أنه إذ زاد ارتفاع الحبيبات أثناء حركتها بالقفز إلى أعلى فإنها تقطع مسافة أفقية على السطح أطول. فإذا بلغ ارتفاع الحبيبة ٢٥ بوصة (٦٢,٥سم) فإنها تكون قد قطعت مسافة أفقية تبلغ نحو نصف متر (٥٠سم)، وإذا زاد ارتفاعها إلى أعلى بمقدار ٣٥ بوصة (٨٧,٥سم) فإنها بذلك تكون قد قطعت مسافة على السطح الأفقى طولها ٣٤ بوصة (٨٥سم). فكأن القفز إلى أعلى هى طريقة لنقل الحبيبات فى اتجاه منصرف الرياح، ولمسافة تتكافئ مع سرعة الرياح.

جدول (١٧)

أثر الرياح فى نقل الرمال

العواصف الرملية	انسياق الرياح إلى وفوق الكثبان	حركة الرمال على الكثبان فقط	سرعة الرياح متر / ثانية
١٥,٧-١٣,٥	١٣,٥-١٠	١٠-٥,٨	
١٢×(١٠)^٤	٣٢ × (١٠)^٤	٨,٧× (١٠)^٤	حركة الرمال طن / السنة

Wolman & Miller (1982), p. 23.

الرياح كعامل نقل

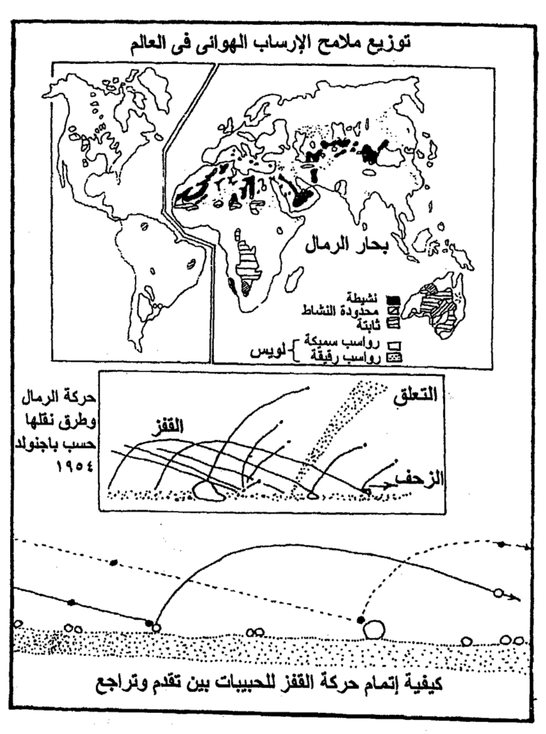
تبلغ سرعة الرياح على سطح الصحراء ما بين ٢٤-٣٢كم/ الساعة، ومن خلال ملاحظات توينهوفل (Twenhofel, 1932) فى الصحراء الليبية فإن الرواسب تبدا فى الحركة تحت تأثير حركة الرياح إذا بلغت سرعتها ٢١كم/ الساعة . كما أنه يمكن للرياح أيضاً تحريك الكتل الصخرية إذا كانت الرياح قوية. فرياح الترنيدو التى تبلغ سرعتها ٨٠-٩٦كم/ الساعة تستطيع أن تحرك الزلط بحجم $\frac{٣}{٤}$ بوصة وحاد الزاويا فى مناطق السفوح المنخفضة فى أركنساس (Garner, 1974, p.350) وبشكل عام فإنه بزيادة سرعة الرياح تزداد قدرتها على تحريك الرواسب ودفعها أمامها والقيام بدور عامل النقل للرواسب المفككة التى يتم تجويتها. ويلاحظ من جدول (١٨) أنه كلما زادت سرعة الرياح تزيد قدرتها على تحريك رواسب ذات أحجام أكبر، حيث أنه بزيادة سرعة الرياح من ٤,٥% كم/ الساعة إلى ١٣ كم/ الساعة تزداد قدرتها على تحريك رواسب الحصى الناعم جداً بدلاً من الرمل.

جدول (١٨)

العلاقة بين سرعة الرياح وحجم الرواسب المنقولة فى الصحارى

سرعة الرياح متر /ثانية	أكبر حجم للرواسب المتحركة بالملليمتر	نوع الرواسب
٤,٥-٦,٧	٠,٢٥	رمل متوسط الحجم
٦,٧-٨,٤	٠,٥٠	رمل خشن
٨,٤-٩,٨	٠,٧٥	رمل خشن
٩,٨-١١,٤	١,٠٠	رمل خشن جداً
١١,٤-١٣	١,٥٠	حصى ناعم جداً

Garner, 1974, p.350, & After Twenhofel, 1932, ونوع الرواسب من إضافة المؤلف



طرق نقل الرياح للحبيبات، وبحار الرمال فى العالم
شكل (٥٠)

طرق نقل الرواسب:

تنقل الرياح الرواسب الرملية بعدة طرق. فقد لاحظ أودين Udden عام ١٨٩٤ وجاء من بعده باجنولد حركة حبيبات رمال الكوارتز التى يبلغ حجمها ما بين ٠,٥-١ ملليمتر ووجد أنه لا يمكن لها أن تتحرك محمولة فى الهواء ولذا فإنها تتحرك بطريقة الدحرجة rolling والانزلاق على سطح الأرض، وأطلق باجنولد على هذه الحركة اسم الزحف على السطح surface creep. كما أن الحبيبات الأكبر من ١ ملليمتر يصعب أن تتحرك بالرياح العادية التى تقوم بعمليات النحت (Chepil, 1982, p.109).

أما نقل الرواسب بطريقة القفز salutation فيحدث فيها أن ترتفع الحبيبات إلى أعلى عن طريق القفز راسياً على سطح أملس بعد حركة دوران لها لمسافة قصيرة طولها نحو ٢سم. ويحتمل أن السبب فى حدوث الارتفاع الرأسى للحبيبات هو اصطدامها المباشر فوق هيئة سطح صغيرة غير منتظمة السطح. ومن الوجهة النظرية نجد أن الزاوية التى سوف تأخذها الحبيبة أثناء حركتها سوف rebound من سطح افقى أملس، وسوف تصل الدرجة الدنيا ٦-١٢° درجة. والدرجة العليا كانت تتراوح بين ٧٥-٩٠ درجة فى معظم الحالات، وهذا يشير إلى أن الارتفاع إلى أعلى الذى تأخذه الحبيبات يرجع إلى بعض القوة أكثرمن قوة اصطدام الحبيبات على السطح (Chepil, 1982, p. 309).

وتؤثر أحجام الرواسب المنقولة على الطريقة التى يتم بها نقل الحبيبات. فالحبيبات الأكبر حجماً لا تستطيع الرياح حملها، ولذلك فهى تنقل إما بطريقة الجر أو الزحف على السطح، أو بطريقة القفز. أما إذا كانت الحبيبات دقيقة وناعمة فإنها تنقل فى وسط هوائى بشكل عالق فى الهواء معظم الوقت، ويمكن ملاحظة ذلك أثناء العواصف الترابية. فأحجام الرواسب الأكبر من ٠,١ من المليمتر لابد أن يحملها الهواء فى صورة عالقة Suspension.

جدول (١٩)

اختلاف أنواع حركة الحبيبات بفعل الرياح باختلاف أحجام الرواسب

نوع رواسب التربة	نوع الحركة ونسبتها		
	القفز%	التعلق %	الزحف السطحى %
طين Clay	٧١,٩	٣,٢	٢٤,٩
غرين loam	٥٤,٥	٣٨,١	٧,٤
غرين رملى ناعم	٥٤,٧	٣٢,٦	١٢,٧
رمال كثبان ناعمة	٦٧,٧	١٦,٦	١٥,٧

After Chepil, 1982, p.317

ومن دراسة شيبيل Chepil, 1982 يتضح أن نوع حركة الرواسب تحكم الطريقة التى تنقل بها. فمن جدول (١٩) يتضح أن : حركة الرواسب بطريقة الزحف creep تتراوح بين ٧-٢٥% من حجم الرواسب المنقولة. أما الرواسب المنقولة بطريقة القفز فهى أكبر نسبة فى كل الأنواع، وان كانت تزيد النسبة المنقولة بالقفز فى الرواسب الطينية لصغر حجمها وتجانس حبيباتها نسبياً، وتشبهها رمال الكثبان حيث أنها متجانسة ومفككة بدرجة واضحة. أما الرواسب المنقولة بطريقة التعلق مع الرياح فهى أقل نسبة، حيث أن معظم الرواسب تهبط مرة ثانية بحكم الجاذبية الأرضية. كما أن الرمال الناعمة والطين هما أقل نسبة من الرواسب عالقة فى الهواء، بينما أكبرها فى النسبة هو الغرين Loam نظراً لصغر حجم الحبيبات.

إرساب الرياح :

تمارس الرياح نشاطها فى عمليات الارساب بشكل لا يقل أهمية عن دورها فى عملية نحت الصحارى. وتبدأ الرياح فى الارساب حينما يتحول السطح إلى مظهر مستوى وتقل سرعة الرياح، أو قد تكون طرأت تغيرات على السطح، ولذا

فإن سرعة الحبيبات تقل وتحين الفرصة لارساب الحبيبات التى تحملهـا الريـاح، وتتوقف عملية القفز التى تتنقل بها الحبيبات، كما تتوقف أيضاً حركة الحبيبات على السطح عن طريق الزحف، وتبدأ تجمعات الرمال فى شكل تلال وكومـات رمليـة mounds أو أى تجمع رملى آخر، سواء فى شكل كثبان رملية بأنواعها المختلفة، أو فرشات رملية مسطحة، أو حافات رملية.

ويحدث الارساب فى الصحراء إذا تحول العامل الناقل للرواسب من حالـة الحركة إلى التوقف والسكون، وهنا تتحول الحمولة المنقولة عالقة أو مجرورة على السطح إلى حالة إرساب، سواء كان هذا العامل هو الرياح أو مياه السيول القليلـة السريعة الجريان فى المناطق الصحراوية.

فالرياح تتحول من حالة النحت والنقل إلى حالة الإرساب إذا توقفت سـرعة الرياح، سواء بسبب وجود عائق طبيعى مثل التلال والحافات الصخرية أو نبـات طبيعى أو وجود منخفض صحراوى، أو بسبب وجود عائق صناعى بشرى مثـل الزراعة أو العمران أو الطرق الصحراوية، وتبدأ الرياح أثناء عملية الارسـاب – مع خصائص العائق – فى تشكيل الرواسب بهيئة تعطـى ملمحـاً مورفولوجيـا صحراوياً، سواء سهول أو كثبان أو تربة اللويس أو غيرها.

أما الجريان السيلى فى المناطق الصحراوية فيعمل علـى نقـل الرواسـب الناعمة من أعلى إلى أسفل، وتتوقف المياه عن الجريان إذا وصلت إلـى السطح الصحراوى المسطح أو إلى قاع أحد المنخفضات أو الأحواض الصحراوية، وهنـا يحدث الإرساب وتتكون المراوح الفيضية، والبهادا، وما يرتبط بهما مـن أشـكال البلايا.

دورة التعرية الصحراوية :

يمر سطح الصحراء بمراحل تطورية ناتجة عن عمليات التجويـة والنحـت

والإرساب فى الصحارى، وكل مرحلة تتميز بمجموعة من الخصائص، وتتمثل هذه المراحل فى :

مرحلة الشباب:

من المعروف أن عملية التجوية تسود فى الصحارى بشكل واضح نظراً لسيادة الجاف، وأن التجوية الميكانيكية لها السيادة فى مثل هذه المناطق، وتعمل التجوية فى الصحارى على إعداد الصخر بكميات كبيرة نتيجة وجود عوامل النحت والنقل والتى تتمثل أساساً فى الرياح التى تكون لها السيادة بين العوامل الجيومورفولوجية فى هذه البيئة.

وفى المناطق الصحراوية نجد أن دورة التعرية الصحراوية تبدأ فى ممارسة نشاطها فى التضاريس التى تكون فى أقصى ارتفاع لها فى مرحلة الشباب .

وتبدأ المرحلة الأولى وهى مرحلة الشباب، حيث تكون التجوية قد بدأت فى ممارسة نشاطها وحيث تساعد الظروف المناخية المميزة للصحارى على حدوث عمليات التجوية الميكانيكية، ويحدث تجمع للمواد المفككة. وتنقل الرواسب المفككة الناعمة، وتنحدر كثير من المواد الخشنة من المواضع المرتفعة إلى المواضع المنخفضة بفعل السيول.

وفى مناطق نحت الأخاديد فى المناطق الأكثر رطوبة يلاحظ أن قمم الجبال والمناطق المرتفعة يتم تقليل ارتفاعاتها تدريجياً بفعل التجوية. وعلى المقياس الأكبر فإن مناطق الأحواض ترتفع قيعانها تدريجياً عن طريق القاء الرواسب فيها والتى تملؤها تدريجياً ويتم ردم الأحواض الصغيرة جداً بشكل مؤقت وتنصرف إليها المياه.

مرحلة النضج

تستمر عملية نحت وتخفيض الأجزاء المرتفعة، والنقل والارساب إلى المواضع المنخفضة، وتملأ الأحواض، وتخفض القمم بفعل التجوية والنحت وغسل هذه الرواسب، وترتفع قيعان المناطق المنخفضة وتكون قد وصلت إلى منتصف مرحلة النضج فى الدورة الصحراوية، ويسود فيها نشاط العمليات الفيضية أو المجارى المائية التى تجرى فترة من السنة أو كل بضع سنوات، وهى مجارى قصيرة، وتعمل هذه المجارى على تكوين المراوح الفيضية، وبتجميع المراوح تنشأ البهادا bajada، ويبدأ تكوين الأرصفة الصحراوية فوق أسطح المراوح.

وفى مرحلة النضج تظهر بعض الملامح الجيومورفولوجية مثل المنخفضات والتلال والحافات، والأحواض من نوع البولسون.

مرحلة الشيخوخة :

وفيها تتم ازالة معظم الأجزاء المرتفعة وتتخلف بعض المواضع بحيث تشكل تلالاً معزولة أو أشكال نحت مثل الموائد الصحراوية، وعيش الغراب، وتعدل سهول البولسون، ويصل السطح إلى مرحلة الاستواء أو شبه الاستواء.

ومن أمثلة هذه السهول، قاع منخفض الفرافرة الذى وصل إلى الشيخوخة نتيجة إزالة معظم معالم السطح من فوق قاع المنخفض، ووجود بعض التلال المعزولة المتخلفة عن النحت والتى تتناثر فى قاع المنخفض. ويشبهه أيضاً سهل عطمور الكبيش الذى يشغل الركن الجنوبى الغربى لمنخفض الخارجة والركن الغربى لمنخفض توشكى، وهو شبه سهل، مقطع نسبياً إلى عدة أماكن خاصة فى شماله وفى جنوبه بسبب وجود بعض الطفوح البركانية، والسطح غالباً مستوياً، وبارتفاع ٢٤٠ متراً فوق البحر.

أشكال النحت الهوائى

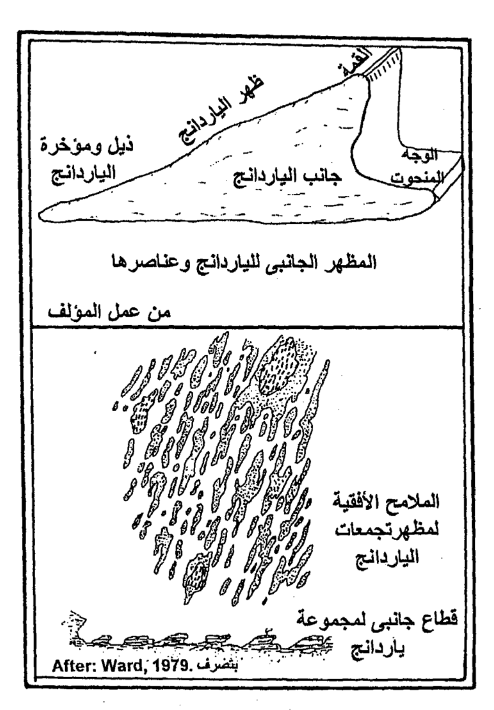
(١) الياردانج yardang :

تمثل الياردانج شكلاً جيومورفولوجيا كلاسيكياً من الأشكال الجيومورفولوجية الصحارى، وهو من الأشكال الناتجة عن النحت الهوائى بدرجة أساسية. وأول من تعرف عليها ووصفها وصفاً جيومورفولوجياً هو سفن هيدن Hedin عام ١٩٠٥ فى وسط آسيا فى غربى الصين خاصة، وأطلق عليها اسم الياردانج، وتبعه جوتيير Gautier عام ١٩٣٥. وهى تعرف بمسميات أخرى مثل تل أبو الهول Sphinx Hill، كما فى شكل (٥١).

والياردانج عبارة عن تلال hillocks أخذت أشكالاً تشبه خطوط المجارى، حيث حفرت الرياح هذه الخطوط مكونة بذلك مظهر الياردانج وهى تأخذ الهيئة المستطيلة متأثرة بالاتجاه العام للرياح وقد أطلق عليها فى بعض الصحارى العربية اسم الخرافيش (Grolier et al., 1980, p.86).

وتختلف الياردانج فى الصحارى عن الجزر الجبلية فى أن لها امتداد أكبر من الجزر الجبلية، ويبلغ طولها نحو ٣ أمثال العرض على الأقل أو يزيد، بينما الجزر الجبيلة غير منتظمة الشكل، وقد تتساوى فيها الأبعاد. ويضاف إلى ذلك أن الجزر الجبلية مكونة من صخور أشد مقاومة، ولكن صخور الياردنج قد تكون أقل مقاومة حيث قد تنحت فى صخور الحجر الطينى فى الصحارى وهو صخر أقل مقاومة. وتوجد بعض أشكال الياردانج قد تم نحتها فى صخور الحجر الرملى النوبى وفى صخور الحجر الجيرى فى منخفضى الخارجة والداخلة، وفى بعض المواضع فى منخفض الفرافرة أيضاً.

وقد وجدت كثير من أشكال الياردانج فى السنوات الأخيرة والتى تم تشكيلها فى الصخور الجيرية المتبلورة، وفى الحجر الرملى، وفى الطفل، وفى الصخور



ملامح الياردانج وعناصرها
شكل (٥١)

الجرانيتية أيضاً فى مصر بالصحراء الغربية التى تعتبر متحفاً طبيعياً لظاهرة الياردانج فى العالم (Breed et al., 1997, p. 454).

ومن أمثلة الياردانج تلك التى نحتت فى رواسب لينة ما وصفه هيدن من أشكال الياردانج التى درسها فى شمال غرب الصين، وحول بحيرة روجرز فى الولايات المتحدة حيث وصف وورد A.W. Ward, 1984 الياردانج التى تطورت فى الرواسب البحيرية، وتلك التى درسها نبيل امبابى فى منخفض الخارجة باسم الكدوات، والدراسة التى اجرها المؤلف فى منخفض الخارجة أيضاً فى بعض مواضع البلايا فى الواحات الخارجة.

وتتوزع الياردانج فى الصحراء الغربية فى مصر فيما بين اسيوط والخارجة على الهضبة الجيرية، وفوق قاع منخفض الخارجة نفسه مرتبطة فى ذلك بالرواسب البحيرية والسبخات القديمة والبلايا مثلما الحال عند جبل الغنايم وفى منطقة سهل باريس، وشرقى قرية بولاق، وتوجد فى واحات صحراء غرب وشمال غرب السودان، وفى منطقة العوينات وتوشكى.

وتوجد كثير من ملامح الياردانج فى شبه الجزيرة العربية، وفى المملكة العربية السعودية على وجه الخصوص، والتى تكونت فى صخور أركية عند منطقة تلاقى الدرع العربى مع الصخور الرسوبية فى منطقة حائل وسط نجد، كما توجد الياردانج التى تكونت فى الصخور الرملية والجيرية فى منطقة تيماء شمال غرب المملكة العربية السعودية والتى سجلها المؤلف هناك على جانبى الطريق.

أما الياردانج على ساحل بيرو فقد نشأت نشأة كاملة بفعل الرياح، ولم تظهر بها أية آثار لفعل المياه الجارية فى نحت هذا المظهر، وأن الرواسب قد تأثرت بالتجوية الميكانيكية بفعل الرمال القافزة وتوسيع نطاقات الضعف بالياردانج والعمل على نحتها (McCauley, 1973, p.4134).

ومن أن الرياح هى المسئولة عن تشكيل كل من الكثبان الرملية واليـاردانج إلاَّ أنه هناك فروق. وقد تبدو الياردانج أشبه بهيئة الكثبان الرملية فـى مظهرهـا العام، وهنا يجب أن نفرق بين المظهرين فى الصحراء. فالياردانج تمثل شكلاً من أشكال النحت الصحراوى بينما الكثبان هى إحدى أشكال الإرساب. والفارق الثانى هو أن أعلى قمة فى الياردانج تكون فى الجهة التى تهب منها الرياح فى الغالـب، بينما أعلى موضع على الكثبان غالباً ما يكون أقرب إلى اتجاه منصرف الرياح.

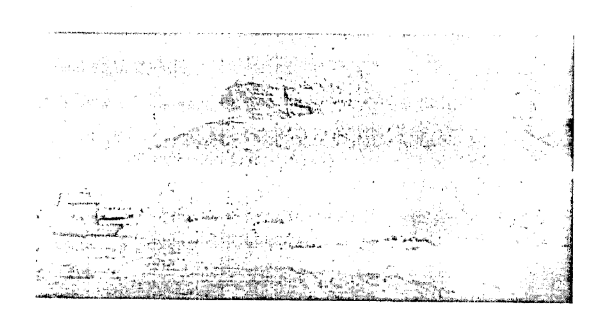
أبعادها :

يبلغ طول الياردانج عشرات الأمتار، وهى تتراوح ما بـين المتـر الواحـد والكيلو متر، وقد وجد أن أطول ياردانج فى العالم توجد فى الجزائر فـى هـضبة تبستى. ولا يزيد عرض أو اتساع الياردانج عن الأمتار القليل. وتتراوح ارتفاعات الياردانج فى قاع منخفض الخارجة بين ٤-٥ أمتار.

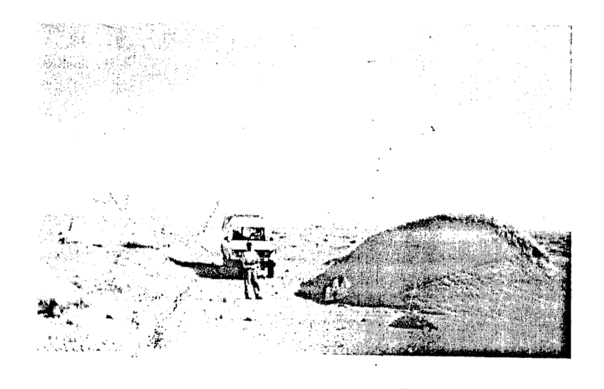
عوامل النـشـأة :

تؤثر فى نشأة الياردانج عدة عوامل منها نوع الصخر، حيث يؤثر فى سرعة تشكيلها، فإذا كانت الصخور جرانيتية أو صخور أركية عامة فإنها تستغرق فتـرة طويلة بينما إذا كانت صخوراً طينية أو طفلية فإنها تتشكل بدرجة أسـرع نتيجـة استجابة الأخيرة للنحت بالرياح أسرع من الأولى، صورة (١٧،١٨).

وتلعب الظروف المناخية دوراً رئيسياً فى نشأة الياردانج، حيث تتطلب مناخاً جافاً وشبه جاف، قليل أو نادر المطر، وتلك الندرة تعمل على قلة أو اختفاء النبات الطبيعى مما يساعد الرياح على النحت والتشكيل. أما من حيث ظروف وخصائص الرياح فتتطلب الياردانج اتجاهاً عاماً للرياح يسمح بتشكيل مقدمة الياردانج وذيـل الياردانج، وان تتسم الرياح بسرعة تسمح لها بحمل الرمال التى تستخدمها فى نحت وتشكيل الصخر، وغالباً ما يكون هناك توافقاً بين محـصلة الريـاح والاتجاهـات العامة لمحاور الياردانج.



صورة (١٧) نموذج للياردانج المكونة فى صخور جيرية فى منطقـة العكرشـة بمنطقة الحمادة، غرب جبل طويق بالمملكة العربية السعودية



صورة (١٨) نموذج للياردانج المكون فى رواسب البلايا الطينية فـى منخفض توشكى قرب بئر دنقل جنوب غرب الصحراء الغربية فى مصر

ويؤثر العامل الطبوغرافى أيضاً فى تكوين الياردانج، حيث تتطلب سطحاً مستوياً، ويكون السطح مفتوحاً أمام الرياح، سواء كان هذا السطح هضبياً كما فى هضبة تبستى وكراكورم، وهضبة إيران وهضبة صحراء شرق الخارجة بين أسيوط والخارجة، أو قيعان منخفضات كبرى مثل الفرافرة والداخلة والخارجة حيث أنها شبه مستوية ومستوية بشكل يسمح بتكوين الياردانج.

وتتعرض الياردانج لبعض العمليات الجيومورفولوجية منها التجوية الميكانيكية نتيجة ارتفاع الحرارة فى هذه البيئات الصحراوية مع شدة الجفاف مما يعمل على إعداد المفتتات لتنقلها الرياح. ولذلك كثيراً ما توجد الشقوق على أسطح الياردانج بمختلف أنواعها الصخرية. وتتعرض الياردانج أيضاً لعملية البرى بفعل الرياح، وتذرية الرواسب المفككة، وتحدث على السطح وعلى جوانبها، وكثيراً ما تتعرض الياردانج التى تكونت فى رواسب الحجر الطينى اللينة لعمليات تهدل فى مقدمة الياردانج وعلى جوانبها بسبب النحت الجانبى والتقويض من أسفل وضعف تماسك الصخور الطينية فى أعلاها.

مراحل التطور :

تتعرض أشكال الياردانج شأنها شأن أية ظاهرة جيومورفولوجية أخرى لمراحل تطورية. وحيث أنها تمثل شكلاً متخلفاً عن النحت، وبحجم وأبعاد محدودة، لذا فان تطورها سوف تتجه نحو صغر الأبعاد والمساحة. ففى مرحلة الشباب تكون الياردانج أكثر ارتفاعاً وأكبر طولاً وأكبر فى عرضها، وباستمرار النحت تنتقل الياردانج إلى مرحلة النضج، حيث يقل حجمها ويصل إلى خمس مقدار الحجم فى مرحلة الشباب وذلك بسبب التخفيض والنحت الجانبى لها (التركمانى، ١٩٩٨، ص١٤٠). أما فى مرحلة الشيخوخة فتصل عملية النحت وتقويض الشكل إلى أكبر حد ممكن، ويتراوح فيها حجم الياردانج ما بين $\frac{١}{١٠}$ و $\frac{١}{١٥}$ من مقدار حجمها فى

مرحلة النضج، وتقترب من مستوى سطح الأرض، وقد تتحول إلى أجزاء منفصلة ومتباعدة وتصبح مجرد أجزاء صخرية على السطح وتتلاشى.

البولسون Bolson :

هى عبارة عن حوض صغير وسط الصحراء ويكون التصريف إليه من نوع النمط المركزى، ويتميز مظهر السطح على جوانبه بالانحـــدارات الخفيفـــة نحـــو أخفض موضع بالحوض، ولهذا فإن مفهوم البولسن بأنه الحوض الذى يغطى قاعة الرواسب الفيضية (Engeln, 1942, p.413).

وقد تنشأ ظاهرة البولسون نشأة بنائية أولاً، حيث تنتج عملية طى للطبقـــات الصخرية، وتتولى عمليات التجوية والنحت عملية إزالة الجزء العلوى من الطيـــة، وتحويل أجزائها المرتفعة إلى مواضع أخفض بسبب النحـــت، فتنـــشأ الأحـــواض وتتكون ظاهرة البولسون، ومن أمثلة ذلك تلك التى تكونت فى منطقة شمال وشمال غرب منطقة توشكى، خاصة حول بئر مر (التركمانى، ١٩٩٩، ص ٣٢).

والبولسون عادة ما يكون طولها نحو ٣ كيلو مترات، والعرض اقل من الكيلو متر الواحد، وفارق العمق بين ارتفاع الجوانب وقاع البولسون يبلغ نحو ٢٠ – ٢٥ متراً (Geofizika, 1963, p. 40).

حفر التذرية deflation hollows :

هى عبارة عن حفر تقوم الرياح بتشكيلها ونحتها فى مواضع مغطاه برواسب رملية مفككة. وتستغرق الرياح فى حفر مثل هذه الأشكال نحـــو الـــشهر الواحـــد، خاصة فى مناطق الكثبان المثبتة بالنبات الطبيعى، حيث أنـــه حينما يموت النبـــات فإن الرياح تمارس نشاطها فى النحت إلى مواضع أسفل جذور النباتـــات الميتـــة. وتستمر الرياح فى نحت هذه الحفر حتى تصل إلى مستوى المياه، وتتوقف عند هذا الحد، لأن الرمال الرطبة يصعب علـــى الريـــاح حملهـــا أو تحريكهـــا وازالتهـــا

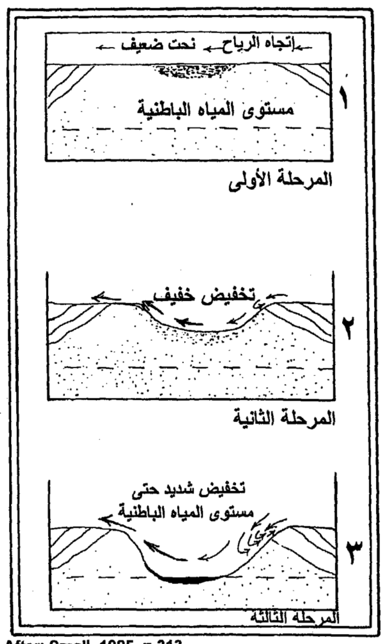
(Bloom, 1979, p.331) ولهذا فإن هذه الحفر قد تسمى فى الولايات المتحدة باسم buffalo Wallows حيث أن الحيوانات تتردد على هذه الحفر التى تظهر بها المياه حيث تتكون بها برك صغيرة. وتصل أبعاد هذه الحفر إلى ١٠٠ متر فى العمق، ومحيطها يبلغ العديد من الكيلومترات.

وتمثل المنخفضات الصحراوية إحدى صور النحت بفعل الرياح. فعلى الرغم من مشاركة العوامل البنائية، وتدخل عمليات النحت الفيضى بفعل الأمطار والجريان السطحى فى الماضى إلاّ أن للرياح دور كبير فى نحت مثل هذه المنخفضات كما فى منخفض القطارة فى مصر على سبيل الذكر الذى تبلغ مساحته ٣٢٠٠كم٢.

وتمر حفر التذرية السبق ذكرها فى نشأتها بعدة مراحل تطورية، حيث أنه فى المرحلة الأولى يكون السطح الأولى مغطى بصخور غير مقاومة أو ضعيفة نسبياً بسبب غزارة الرطوبة وتشبع الصخور بها مما يسهل عملية نحت الصخر، وهذا يسهل على الرياح فى أوقات الجفاف أن تزيل هذه الرواسب، وبالتالى ننتقل إلى المرحلة الثانية وهى تخفيض السطح بفعل نحت الرياح، ونصل إلى المرحلة الثانية حيث يصبح السطح مموجاً أو مقعراً تقعراً خفيفاً إلى آعلى. وفى المرحلة الثالثة تستمر الرياح فى نحت القاع حتى تصل بمستواه إلى مستوى المياه الجوفية (Small, 1985, p.312)، وهنا تظهر المياه الجوفية على السطح، ويشتد التبخر منها، فتتركز الأملاح مكونة بذلك بركة ملحية Salt Pan، تشغل قلب الحفرة الهوائية، وتكون أكثر اتساعاً وأكبر عمقاً عن المرحلة الثانية، شكل (٥٢).

الأرصفة الصحراوية desert pavements :

يعرف الرصيف الصحراوى بأنه سطح مستوى أو شبه مستوى أو مائل ميلاً خفيفاً نسبياً، ويكون مرصعاً بالأحجار أو الحصى، والتى أزيل من حولها معظم الرواسب الناعمة، مما اكسب السطح نسيج خشن من الرواسب، وهذه الرواسب هى التى تخلفت عن عملية النحت.



After: Small, 1985, p.313.

مراحل تكوين حفر التذرية فى الصحارى
شكل (٥٢)

وتنتشر أشكال الأرصفة الصحراوية فى الصحارى الحارة الجافة، وتعرف بمسميات مختلفة فى صحارى العالم حسب اللغات والمفاهيم المحلية. ففى استراليا تسمى gibber palins أو المواد الحجرية، وفى البيئة العربية تعرف بمسمياة عدة مثل الحمادة، والرق والسرير، وفى البيئة الأمريكية تعرف بالأرصفة الصحراوية.

وتتوزع ظاهرة الحمادة أو ما تعرف بصحارى الحمادة فى العالم فى المملكة العربية السعودية ومصر ممثلة فى الصحراء الغربية، وفى الصحراء الكبرى فى الشمال الافريقى، وفى صحراء استراليا، وصحارى الولايات المتحدة، وصحارى وسط آسيا، وفى صحراء جنوب غرب إفريقيا، وتتمثل فى أمريكا الجنوبية فى صحراء أتكاما. ومن خلال ١٣ موضعاً درسها رونالد كوك فى صحراء كاليفورنيا، وجد أن كثافة الحصى الخشن على السطح تختلف من موضع لآخر، وتتراوح بين ٠,١١-١,٢ حبيبة/ سم٢، وأن المتوسط يبلغ ٠,٦٥ حبيبة سم٢ (Cooke, 1970, p.566) ومن خلال قياسات المؤلف للكثافة فى منطقة الحمادة بالمملكة العربية السعودية الواقعة بمنطقة الوشم وجد أن الكثافة تتراوح بين ٠,٠٧ -١,٥٦ حبيبة/سم٢ وأنها تكون أكثر تركيزاً عن الحالات الدراسية فى كاليفورنيا (التركمانى، ١٩٩٦، ص٥٨) ويتراوح سمك رواسب الحصى والجلاميد المتأثر بعملية التذرية ما بين $\frac{١}{٢}$ - $\frac{١}{٤}$ متر.

وتعتبر عملية التذرية من أهم العمليات التى تؤثر فى تشكيل الأرصفة، لأنه من خلال هذه العملية التى تعمل على إزالة المواد الناعمة يتم تركيز الحصى بكثافة عالية وبذلك ينشأ الرصيف الصحراوى. ويمكن قياس درجة نحت الرصيف الصحراوى وتأثير عملية التذرية وذلك عن طريق حساب النسبة بين قيمة الطمى والطين فى عينة الرواسب المكونة لسطح الرصيف. فمعامل (الطمى: الطين) يعطى مدى التذرية التى تعرض لها الرصيف (Cooke, 1970, p.569). فإذا ازيلت مواد الطين وهى المواد الأكثر نعومة تتخلف المواد الطمية وهى الأخشن مما يدل على

تطور وتقدم فى عملية نحت سطح الرصيف وزيادة تركيز الحصى.

وتمر الأرصفة الصحراوية بمراحل تطور جيومورفولوجية، حيث أنه فى البداية توجد طبقتان أو أكثر من الطبقات الرسوبية المفككة، ورواسبها متراكمة فى مواضعها، حيث تكونت محلياً. وتبدأ الرياح فى نحت وإزالة الرواسب الناعمة من على السطح والواقعة بين الحبيبات الخشنة فيحدث نوعاً من تركيز الحصى من جهة وانخفاض السطح من جهة أخرى، ويصل السطح بذلك إلى المرحلة الثانية. وباستمرار نحت الرياح للسطح ينتقل الرصيف إلى المرحلة الثالثة، حيث ينخفض السطح بسبب نحت الرواسب الناعمة، ويتركز الحصى بكثافة أعلى فوق السطح، ويصبح السطح حصوياً أو مرصعاً بالحصى، وتظهر هذه المراحل فى شكل (٥٣).

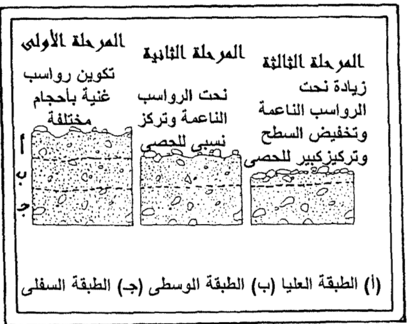
الحصى المصقول Ventifacts :

هى عبارة عن الحصى والزلط الذى مارست الرياح نشاطها فوقه وعملت على بريه وأنتجت الأوجه المصقولة. ويتطور هذا الملمح على السطح الذى يتسم بأنه أكثر استواءً. وتستخدم الرياح ما تحمله من رمال للعمل على برى الحصى.

وتعرف هذه الظاهرة أحياناً بالأوجه المنحوتة Venifact sculpture ومعناها الصورة التى تأخذها أوجه الأحجار أو الجلاميد، ذات الأوجه المنحوتة أو المصقولة بفعل عملية البرى، وذلك بسبب نشاط تذرية الرمال فى ظل الظروف الصحراوية وبرى الرمال لهذه الأوجه.

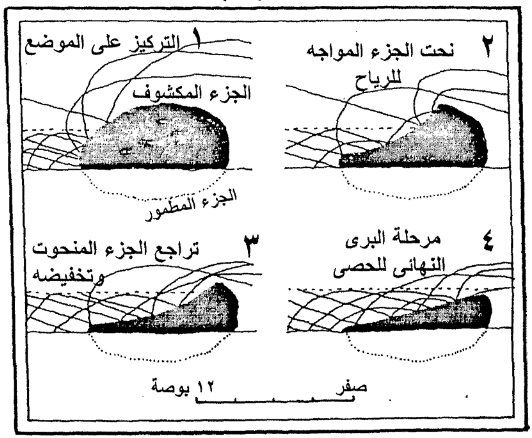
وقد تم التعرف على نحو ٥٨ مكاناً فى العالم تحدث فيها العملية وتتشكل الأوجه المنحوتة، وتحدث فى الحبيبات التى تتراوح أحجامها ما بين الرمل المتوسط والجلاميد الذى يصل حجمه إلى ٣ أمتار .

ويلاحظ أن درجة برى الحصى ترتبط بسرعة الرياح، وبحجم حبيبات الرمال المنقولة. فعملية القفز التى تنتقل بها حبيبات الرمال على سطح الأرض مع



مراحل تكوين الأرصفة الصحراوية

شكل (٥٣)



After: Sharp, 1949, p.182.

مراحل تطور الأوجه المنحوتة فى الحصى المصقول

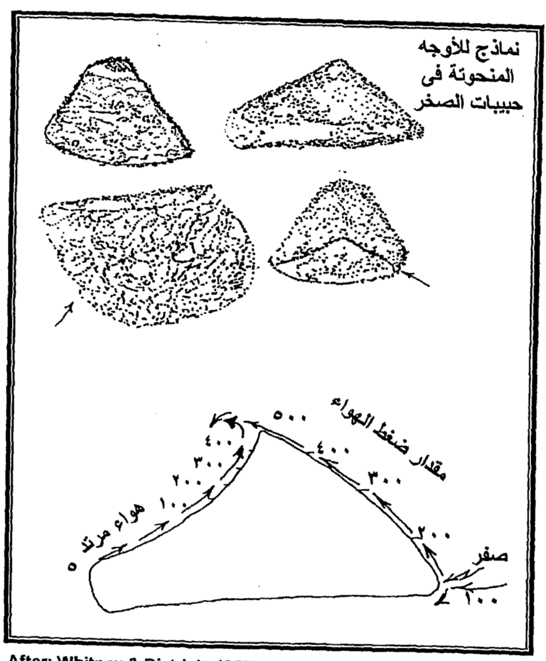
شكل (٥٤)

وجود قوة دفع الرياح لها، يؤدى اصدامها بالأحجار والحصى بارتفاع يبلغ نحو ٥٠سم فوق السطح الرملى وحوالى ٢متر فوق السطح الصخرى (Babilir & Jakkon, 1985, p.4).

وتمر عملية صقل الأوجه بعدة مراحل، تبدأ أولاً بتركيز اصطدام الحبيبات بأوجه الحصى أو الجلاميد، وتستمر هذه العملية حتى تنحت مساحة أو جزء منها وتتم إزالته ويبدأ الوجه فى التغير ويصبح فى هيئة مقعرة نحو الخارج. وفى المرحلة الثانية يزداد السطح تخفيضاً ويصبح أميل إلى الاستقامة بعد إزالة جزء علوى من الحواف البارزة للحبيبات ويصبح تقعرها تقعراً خفيفاً، وفى المرحلة الأخيرة يصبح السطح أو الوجه مستوياً ومصقولاً وأحد أطراف هذه الاستقامة يكون مماساً لسطح الأرض كما فى شكل(٥٤).

ويلاحظ أن عملية تدفق الهواء حول الأوجه المصقولة تشمل أوجه تقل فيها سرعة الرياح وأوجه ومواضع أخرى تزيد فيها سرعة الرياح كما فى شكل (٥٥) حيث أوضح وتيسنى وديتريتش ١٩٧٣ عملية السحق والبرى والسرعة المحلية فوق الحبيبات وانحدارات كثافة الضغط هى التى تتسبب فى إعطاء أشكال وملامح سطح الأوجه المصقولة، وأن حركة الهواء هى التى تحكم هذه العملية، خاصة إذا مارست نشاطها لفترة طويلة (Whitney & Dietrich, 1973, p.2572). ويلاحظ من الشكل أن الرياح تزداد سرعتها بالارتفاع فوق الحبيبات وبالتالى تزداد قوتها على نحت وصقل وجه الحبيبة، وحينما تصل إلى قمة الحبيبة يحدث تيار رجعى ويقوى على النحت بالاتجاه من أسفل إلى أعلى أيضاً فينحت ويصقل بذلك الوجه الآخر، وتصبح قمة الحبيبة فى النهاية بهيئة بارزة وحادة.

وتتراوح صور الأوجه المصقولة من الشكل شبه الحاد subangular إلى الشكل المستدير بشكل جيد، ولذا فهناك أشكال أخرى منها الشكل القريب من الاستواء، والسطح المقعر. وهناك اشكال مثل المنشور الثلاثى، والشكل غير المنتظم (Ibid.,1973, p. 2566)



After: Whitney & Dietrich, 1973.

أثر ضغط الهواء واصطدامه بالصخر فى نحت أوجه الحبيبات الخشنة على أسطح الصحارى

شكل (٥٥)

عيش الغراب Mashroom :

هى من الأشكال الصحراوية ذات الصخور الصلبة، والتى شكلتها الرياح وأصبحت من أشكال النحت الهوائى، وتشبه فى هيئتها غالباً عيش الغراب المعروف وهو من النباتات الفطرية. وقد تعرف هذه الملامح الصخرية باسم زيوجين Zeugen والتى تعنى باللغة الألمانية كتل صخرية أشد مقاومة.

وتبدو أشكال عيش الغراب وقد تراصت الطبقات الصخرية بوضع أفقى، ويوجد بينها عدم توافق، حيث تتعاقب طبقات لينة مع طبقات صلبة، وتركز الرمال على نحت المواضع اللينة، وتبرز بينها سمك الطبقات الصلبة، مما يعطيها فى النهاية شكل عيش الغراب ويتراوح ارتفاع أشكالها ما بين المتر ونحو ٥٠ متراً (التونى، ١٩٦٣، ص٢٩١)، وعرضها ما بين نصف المتر والأمتار العديدة.

وتحكم هذه الظاهرة مجموعة من العوامل منها **العامل الجيولوجى**، حيث أنها غالباً ما تنشأ فى ظل وجود الصخور الرملية التى تتعاقب فيها طبقات الحجر الرملى مع طبقات الحجر الطينى أو الطفلى، ويتم نحت الطبقات الأخيرة بمعدل أسرع من نحت الحجر الرملى. ويؤثر **عامل المناخ** أيضاً، حيث تساعد الحرارة المرتفعة على نشاط التجوية الميكانيكية والتفكك وبالتالى سهولة التآكل. يضاف إلى هذا جفاف الرياح مما يساعد على زيادة نشاطها على حمل الرمال التى تنحت بها جوانب عيش الغراب، وصقل محيطها. ويجب أن يتوافر **سطح مستوى** لكى تتمكن الرياح من مزاولة نشاطها وتشكيل ملامح هذا النوع من الأشكال الجيومورفوجية. وتكثر هذه الظاهرة فى منخفض الفرافرة، وفى منخفض توشكى وجنوب منخفض الخارجة فى مصر، حيث توجد هذه الظاهرة الجيومورفولوجية فى منطقة بئر نخلاوى، وهى هناك إما مسطحة أو مستديرة الهيئة، أو تشبه المقعد، ويبلغ قطرها نحو المتر الواحد كما سجلها المؤلف ميدانياً.

أخاديد النحت الهوائى Eaolian grooving :

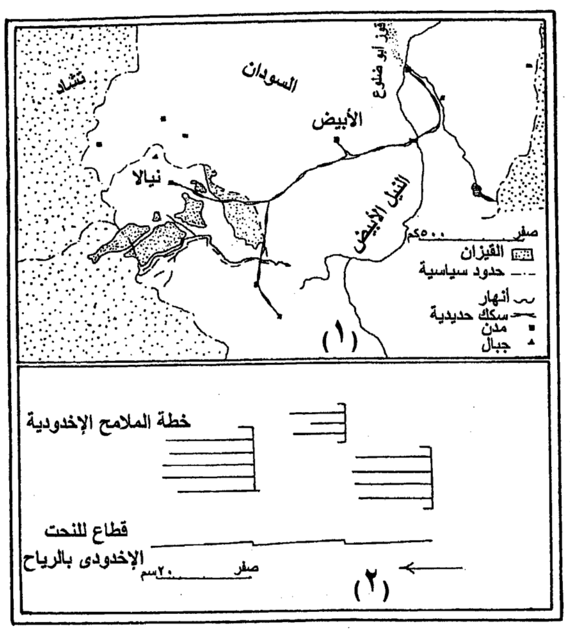
وهى عبارة عن ملامح نحت، خطية المظهر، تبدو فى شكل مجارى ضحلة، وتظهر فى المناطق الصخرية شبه المستوية والمعرضة لنشاط الرياح، وترتبط بالصخور الجيرية أو الحجر الرملى. وتنتشر بالمناطق الجافة حيث ينشط فعل الرياح. وهى تتكون حيثما تستطيع الرياح ازالة الأجزاء الأضعف من الصخر وتتخلف الأجزاء الأكثر صلابة فى المواضع الأعلى. وتظهر هذه الملامح بشكل منتظم وغير متصل أيضاً. ويتراوح عمقها بضعة مليمترات واتساعها بضعة سنتيمترات (Worrall, 1974, p.292)، ويظهر ذلك فى شكل (٥٦).

الجزر الجبلية Inselberges :

هى عبارة عن تلال مرتفعة معزولة، توجد فوق أسطح السهول وأشباه السهول فى الصحارى، وتمثل البقية الباقية التى تخلفت عن عملية نحت الصحراء والوصول بسطحها إلى المرحلة النهائية من دورة التعرية الصحراوية. وهى ملامح بارزة تميز المناطق الجافة وشبه الجافة.

وتتفاوت الجزر الجبلية فى أنواع الصخور، فقد تكون عبارة عن صخور جرانيتية كما هو الحال فى كثير من أشباه السهول فى القارة الأفريقية، كما هو الحال فى ماشاكوس Machakos فى كينيا، وفى قيعان المنخفضات الصحراوية فى مصر.

وقد اختلفت النظريات بشأن كيفية نشأة الجزر الجبلية، فمن بين من قال بأنها تمثل المرحلة الأخيرة لعملية النحت والتسوية، حيث تتخلف هذه التلال عن عملية النحت والتخفيض من أمثال كنج King 1984، إلى قائل بأنها تكونت بطريقة ميكانيكية معينة، حيث تمثل كتلة من صخور القاعدة حدث لها ارتفاع وأصبحت فى هيئة قبابية تحت السطح نتيجة هذا الارتفاع، ثم انكشف عنها السطح، وازيل



توزيع مناطق القيزان (كثبان وتجمعات رملية) وأخاديد نحت الرياح فى الصحارى
شكل (٥٦)

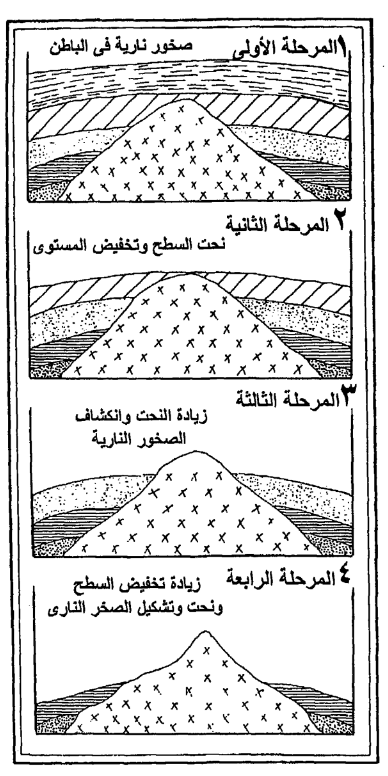
مافوقها وما حولها بفعل التجوية والنحت فأصبحت تقف بمثابة تلال معزولة، ومن أصحاب هذا الرأى فالكونير Falconer عام ١٩١١. أما الرأى الثالث فهو يقول بأن منطقة التلال تتعرض لاحداث عديدة من التجوية وهى أقرب ما تكون للتجوية الخطية، أى التى تسير فى هيئة خطوط، وبتقدم عملية التجوية، تصبح منطقة الجزر الجبلية أقل تعرضاً للتجوية والنحت أو الإزالة، فتظل ثابتة، ويخفض ما حولها (Small, 1985, pp.293-297)، انظر شكل (٥٧)

ومن أمثلة الجزر الجبلية فى مصر، تلك الموجودة فى الصحراء الغربية، خاصة فى المنخفضات. ففى منخفض الفرافرة نجد جبل الجنة الشمالى وجبل الجنة الجنوبى فى قاع المنخفض المستوى، وفى الواحات الداخلة نجد جبل أدمنستون، وفى منخفض الخارجة توجد بإعداد قليلة، وفى منخفض توشكى نجد جبل ام شاغر بارتفاع ٣١٨ متراً وصخوره أركية، وحول بئرتخليس توجد التلال المعزولة بارتفاع يتراوح بين ٧-١٤ متراً عن السطح المجاور، وفى منطقة توشكى قرب أبو سمبل على جانبى الطريق توجد التلال المعزولة بكثرة. وهى تأخذ مسميات محلية فى مصر تعرف باسم القارة، وفى المملكة العربية السعودية أيضاً يعرف باسم الضلع أو القارة، ومن أمثلتها فى مصر أيضاً قارة الميت فى سهول شمال شرق منطقة العوينات.

أشكال الارساب الهوائى

(١) الكثبان الرملية Sand dunes :

وهى أكبر مظهر إرسابى للرياح فى الصحارى، وهو أكثر انتشاراً ووضوحاً، ويميز الصحارى مثلما يميز بعض السواحل التى تتكون عليها الكثبان أيضاً. ويمكن أن نتعرف على الخصائص العامة للكثبان، وأنواعها، ثم حركتها وتثبيتها بفعل النبات الطبيعى.



مراحل نشأة وتطور الجزر الجبلية
شكل (٥٧)

وتبلغ ارتفاعات الكثبان فى الصحراء الغربية فى مصر خاصة فى الواحات الخارجة والداخلة ما بين ٤-٢٠ متراً. وتبلغ أطوال الكثبان فى الواحات المصرية بين ٧٠-٣٥٠ متراً. ويبلغ عرض أو اتساع الكثبان فى الصحراء الليبية خاصة فى الوادى الجديد ما بين ١٦٠-٢٦٠ متراً (Beadnell, 1911, p.389) كما يتضح ذلك من عناصر الكثيب شكل(٥٨). وتتميز الكثبان بوجود قرون الكثيب horns، وقد يوجد قرن واحد أو اثنين أو يختفيا من الكثيب. ويظهر بالكثيب الوجه الحر، وقمة الكثيب، وذيل الكثيب أو ما يعرف بالكساح.

ويمكن أن نميز بين الأشكال الرملية وبعضها، فأقلها فى التموج هى التموجات الرملية ripples وطول الموجة ٠,٥ - ٢ متر، وتموجات الكثبان ما بين ٣-٦٠٠متر، والدروع أو الكثبان الكبيرة والتى تصل تموجاتها ما بين ٣٠٠-٥٥٠٠متر. ويرتبط الارتفاع بمقدار طول الموجة، حيث أقل الارتفاعات هى التموجات الرملية وبمقدار ٠,٠٠٠٥ - ٠,١ متر، بينما أكبرها هو الدروع ويبلغ طول الموجة بها ما بين ٢٠ - ٤٥٠ متر كما فى جدول (٢٠)، وشكل (٥٩).

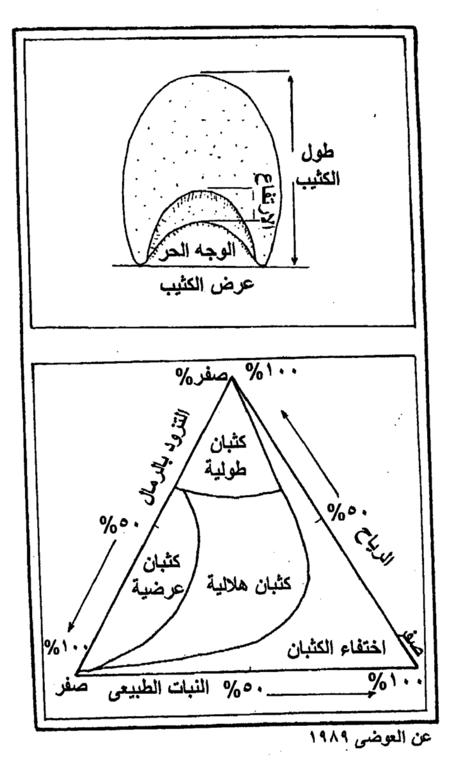
جدول (٢٠)

رتب الأشكال الرملية الهوائية

الاسم	طول الموجة بالمتر	الارتفاع بالمتر
١- الدروع	٣٠٠ - ٥٥٠٠	٢٠ - ٤٥٠
٢- الكثبان	٣ - ٦٠٠	٠,١- ١٠٠
٣- التموجات	٠,٥ - ٢	٠,٠٠٠٥ - ٠,٠٥

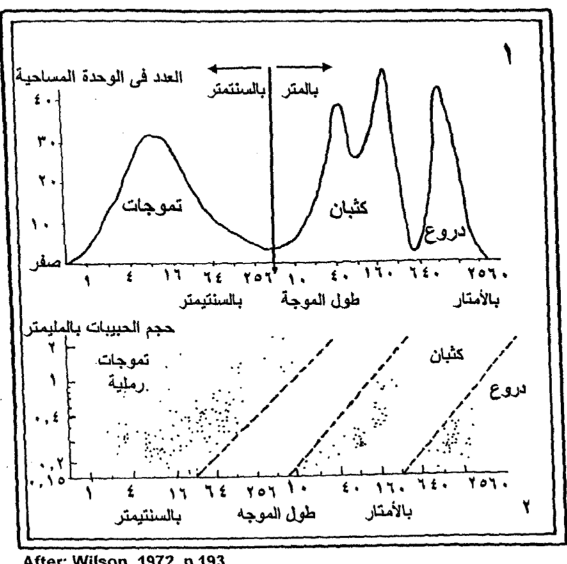
After : Wilson, 1972.

وهناك عدة ضوابط تحكم تكون الكثبان الرملية منها وجود سطح يتميز بالاستواء حتى تتمكن الرياح من تشكيل الكثبان المتعددة الأشكال وعلى مساحة واسعة، وأن يتميز السطح بخلوه من الغطاء النباتى أو أن تكون المنطقة فقيرة فى



عن العوضى ١٩٨٩

عناصر الكثبان الرملية وعوامل نشأتها
شكل (٥٨)



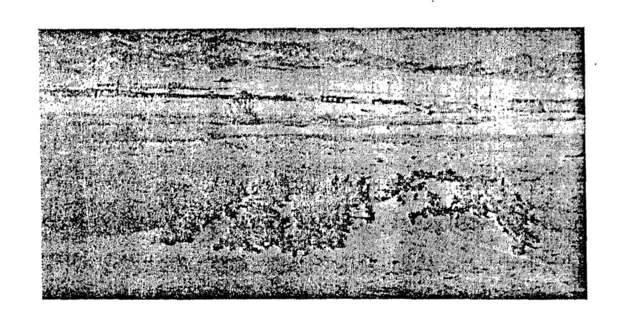
After: Wilson, 1972, p.193.

أطوال موجات الأشكال الرملية وعلاقتها بحجم الحبيبات

شكل (٥٩)



صورة (١٩) الكثبان الرملية الهلالية فى مرحلتى الشباب والنضج فى قـــاع وادى العتك بجبل طويق شمال الرياض ١٤٠كم بالسعودية



صورة (٢٠) نماذج للنباك الساحلية فى منطقة دهب بسيناء على ســاحل خلــيج العقبة

النبات الطبيعى، بالإضافة إلى وجود عوائق طبيعية تعمل على تهدئة الرياح فتتحول بذلك من حالة النقل إلى حالة الإرساب بسبب إنخفاض السرعة. وتتمثل هذه العوائق فى وجود حافات صخرية أو تلال معزولة أو تغيير فجائى فى مظهر السطح من أعلى إلى أسفل، حيث توجد مواضع منخفضة تؤدى إلى هبوط الرياح واضعاف سرعتها، كما هو الحال فى المنخفضات الصحراوية فى الصحراء الغربية فى مصر. يضاف إلى ذلك وجود كميات كبيرة مفككة من الرواسب الرملية بفعل التجوية فى الصحارى.

وتوجد علاقة بين العناصر الثلاثة : الكثبان، والغطاء النباتى، والرياح لكى تظهر أنواع معينة من الكثبان، أو يختفى ظهور الكثبان وينعدم تكونها، ويتضح ذلك من شكل(٥٨) حيث يلاحظ أنه إذا زادت سرعة الرياح فإنه تتكون كثبان هلالية، وإذا اشتدت السرعة تتكون الكثبان الطولية أو كثبان من نوع السيف. وإذا وجدت نباتات تتكون كثبان عرضية، وإذا زادت كثافة النبات نسبياً أصبحت هلالية الشكل، وسرعان ما ينعدم وجود الكثبان أو تكونها بزيادة الغطاء النباتى بشكل زائد عن الحد ومتصل حيث يقل التزود بالرمال. ويعتبر المخزون الرملى عاملاً مؤثراً أيضاً والذى يمثل نتاجاً للتجوية، بحيث إذا وجدت الرمال تتكون معها الكثبان من نوع السيف، وإذا زادت الكمية أصبحت الأنواع السائدة هى الكثبان العرضية.

أنواع الكثبان :

توجد أنواع كثيرة من الكثبان، نبدأها **بالكثبان الهلالية**، والتى تأخذ هيئة هلال القمر، وتتكون وتتطور إذا وجدت الرمال بغزارة، ومن أوائل الذين وضحوا مراحل تكون الكثيب هو هاردنج كنج (King, 1918, p.23). ويمر الكثيب الهلالى بمراحل جيومورفولوجية أثناء تكونه كأحد أشكال الإرساب. ففى المرحلة الأولى تتجمع الرمال، وتصبح أعلى نقطة فى هذه الرمال فى المنتصف، وغالباً تكون تجمعات الرمال هذه فى هيئة مسطحة، وتأخذ شكلاً بيضاوياً فى مظهرها العام، صورة (١٩) أعلى الشكل.

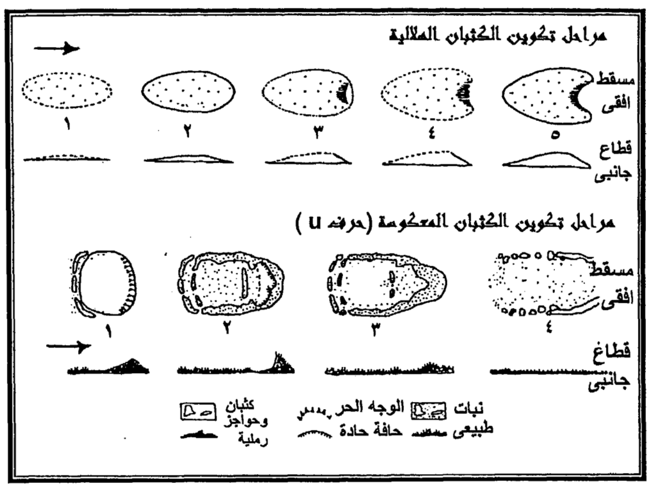
وفى المرحلة الثانية تستمر تجمعات الرمال فتعلو عن السطح نسبياً، وتتزحزح القمة وهى أعلى موضع فى التجمعات الرملية نحو منصرف الرياح بسبب زيادة تراكم الرمال وبعيداً نسبياً عن المنتصف، مما يغير من خطة الأرض ومظهرها. وتبدأ بعد ذلك الرياح في تشكيل المظهر العرضى للكثيب وتشكيل المحور أو الإمتداد الطولى للكثيب. وبتتابع تجمع الرمال يزداد عرض الكثيب وينتقل إلى مراحل أكثر تطوراً وتصبح خطة الأرض ذات شكل بيضاوى (تتابعياً) ثم تأخذ شكل كمثرى ويكون أقصى إتساع للكثيب فى أبعد موضع فى إتجاه منصرف الرياح، كما هو فى شكل (٦٠).

الكثبان المعكوسة:

وهى على شكل حرف U وتعرف بكثبان القطع المكافئ، حيث تمارس الرياح نشاطها فى تذرية الرمال. ويتم استقرارها فى هيئة حرف **V** أو حرف **U**، وتحدث هجرة مستمرة لأنف الكثيب (أو البروز) باتجاه منصرف الرياح، ومما يساعد على تكون هذا النوع المسمى **parabolic** هو نمو النبات الطبيعى فوق التكوينات الرملية فيعمل على تثبيتها، بينما تعمل الرياح على نحت الرمال فيتشكل كثيب عكسى نتيجة نحت الأجزاء الوسطى وتخلف ذراعين على الجانبين فيتكون حرف **U** بالإتجاه الذى تهب منه الرياح.

وتمر هذه الكثبان بمراحل تطور، حيث يتم تثبيت مؤخرة الكثبان فى الجهة المواجهة لهبوب الرياح بالنبات الطبيعى، وسرعان ما ينحت ما بينها من رمال وتبقى الرمال المثبتة على الجانبين فى هيئة مقوسة تزداد تقعراً بالتدريج حتى ينحت ما بينها تماماً، وتتحرك قمة الكثيب فقط بالاتجاه نحو منصرف الرياح، ويصبح شكل الرمال المتراكمة فى النهاية على هيئة حرف **U** الإنجليزى، كما فى شكل(٦٠).

أما الكثبان الطولية **Linear** الشائعة فتعرف بأنها كثبان السيف فى الدول العربية الآسيوية والافريقية، بينما تعرف بالكثبان الطولية فى معظم الأقاليم الأخرى فى العالم، وترجع فى تكونها إلى أصل الرياح وتكرار هبوبها، واتجاهات هذه



After: Londsberg, 1956.

مراحل تكوين الكثبان الهلالية والكثبان المعكوسة (حرف u)

شكل (٦٠)

الرياح. وهى عبارة عن حافات طولية مستقيمة تنحدر على الجانبين ولها محـور خطى يمتد فى أعلى الكثيب طول المحور يتساوى تقريبا مع طول الكثيب، وتكـاد تتوازى الحافات مع بعضها، متخذة اتجاهاً إقليمياً عاماً، بحيث تفصل بينها ممرات منخفضة تمثل القاع الأصلى لسطح الأرض أو فرشات رملية مستوية السطح.

وللكثبان الطولية أنواع كما يظهرها شكل (٦٢) فمنها على هيئة أسماك مائلة ويوجد منها فى تشاد، ومنها ما هو شكل الخطوط الطولية ويوجد منها فـى ليبيـا، والنوع الثالث هو الطـولى المـضفر braided ويوجـد منـه فـى ليبيـا أيـضاً (Wilson, 1972, p.194).

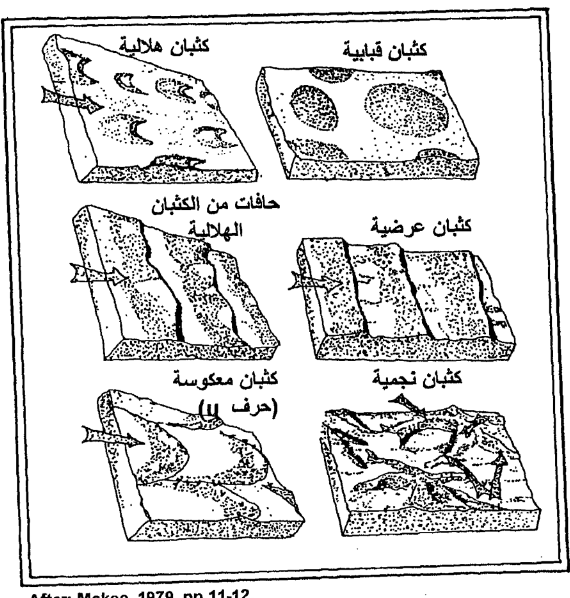
وقد وجد إمبابى (Embabi, 1995) ان محاور الكثبان الطولية ينحرف بمقدار أقل من ١٥° عن الاتجاه الناتج عنه نقل الرمال .

أما الكثبان النجمية Star dunes، فهى نوع مميز من الكثبان الرمليـة، تأخـذ فيـه الكثبان هيئة النجمة، بحيث يكون أعلى موضع فى الكثبان فى المنتصف تقريبـا، بينمـا أذرع الكثبان المتجمعة حول هذا الموضع المرتفع تتجه نحو الخارج فى شكل إشـعاعى فتكسب الكثيب شكل النجمة. ويتكون الشكل النجمى عن طريق تجمـع أوجـه الكثبـان المركبة فى شكل مركب وذلك بسبب وجود اتجاهات متعددة للرياح، شكل(٦١).

الكثبان القبابية :

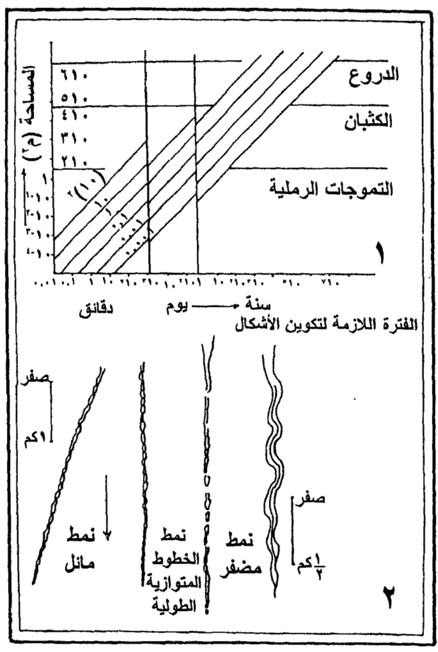
تبدأ هذه الكثبان فى التكوين بسبب الرياح القوية التى تعمل على كشط وإزالة قمة الكثيب وتعمل على تسوية وتسطح ذيل الكثيب من نوع البرخان ويحتمل تكونها من أكثر من نوع، وعادة لا يكون لها وجه حُرّ ويكون دائرياً أو بيضاوياً فى شكله العام، ومع ذلك فإن بعضها قد تميل فى اتجاه واحد، مما يشير إلى بدايـة تكـوين كثيب من نوع البرخان.

وينتشر وجودها فى المناطق الساحلية أيضاً حيث تكون السواحل مفتوحة أمام نشاط الرياح من جهة، ويكون شكل الكثبان محكوماً أيـضاً بالرطوبـة وبالنبـات الطبيعى أكثر من ضغط الرياح وتسويتها للكثيب كما سبق الذكر.



After: Mckee, 1979, pp.11-12.

نماذج لأنواع الكثبان الرملية الرئيسية فى العالم
شكل (٦١)



After: Wilson,1971,p.194.

أنماط الكثبان الطولية فى العالم
شكل (٦٢)

حركة الكثبان :

توجد كثبان متحركة وأخرى ثابتة بفعل النبات الطبيعى. ومن حيث حركة الكثبان وجد أن معدل هجرتها يبلغ ١٨ قدماً/ السنة على ساحل بحر البلطيق وفى الصحراء الليبية ١٥-١٨ متراً/ السنة (Beadnell, 1911, p.389)

وفى منخفض الخارجة أشارت دراسة الجهاز التنفيذى للمشروعات الصحراوية فى مصر بأن الكثبان تتحرك بالمنخفض بمعدل ١٠ أمتار/ السنة وأشار إمبابى بأن حركة الكثبان جنوب باريس بالخارجة تتراوح بين ١٠,٨ - ١٨,٨ متر/ السنة (Embabi, 1982, p.149).

أما الكثبان الثابتة فتوجد فى كثير من المواقع الداخلية والساحلية. ففى السودان على سبيل الذكر توجد كثبان رملية مثبتة تقع إلى الغرب من النيل الأبيض تعرف محلياً باسم القوز، ومنها قوز أبو ضلوع الواقع فيما بين النيل ووادى الملك إلى الغرب من مدينة أم درمان. وينتشر هذا المظهر بالاتجاه غرباً حتى سفوح جبل مرة، شكل (٥٦).

إن مناطق الكثبان الرملية من نوع القيزان تعكس وجود تقلبات مناخية فى غرب السودان، ولوحظ أن القيزان المنخفضة هى أقدم من القيزان المرتفعة فى زمن تكونها فى المناطق المحيطة بكردفان، وقداستمدت الرمال من الرواسب المفككة فى المنطقة ذات الصخور القاعدية فى جبل مرة ونقلتها العوامل الفيضية، ثم أعادت الرياح تصنيفها وتشكيل الكثبان. ونمت النباتات الطبيعية فى هذه المناطق أثناء فترة زادت فيها الرطوبة مما عمل على تثبيت الكثبان (Parry & Wickens, 1981, p.310).

وتقسم الكثبان الرملية حسب سرعة حركتها وهجرتها إلى أربعة مجموعات طبقاً لدراسة زيندا وآخرون ١٩٨٦ وهى:

١- كثبان بطيئة الحركة، والتى لا تزيد حركتها عن متر واحد سنوياً.

٢- كثبان معتدلة الحركة، وتتراوح معدلات هجرتها ١-٥ أمتار سنوياً.

٣- كبثان سريعة الحركة، وسرعة هجرتها تبلغ ٦-٢٠ متراً سنوياً.

٤- كثبان سريعة جداً فى حركتها، وتزيد معدلات الحركة والهجرة بها عن ٢٠ متر سنوياً .

(٢) الحافات الرملية sand ridges :

هى عبارة عن تجمع رملى كبير، يشغل مساحة كبيرة، وبارتفاع كبير، ويبدو التجمع الرملى أشبه بالحافة. ومن أمثلة الحافات الرملية تلك الحافات المنتشرة فى صحارى استراليا مثلما الحال فى منطقة ألطن دونز Alton Downs ، حيث توجد ٤٣ حافة متوازية بمحور يتمشى مع ١٢° شمال غرب. كما توجد حافات شرقى سترزلسكى باتجاه ١٠° شمال غرب باتساع نصف ميل وبطول ٤٠ ميلاً. ويوجد العديد من الحافات فى صحراء سمبسون، وصحراء فكتوريا العظمى، والصحراء الرملية العظمى، وكلها تكون موازية لاتجاه الرياح (Madigan, 1936, p.212).

(٣) العروق الرملية ergs :

هى عبارة عن تجمعات رملية بأى حجم وبأى شكل، وهيئة الرمال تكون موزعة بامتداد كبير بحيث تمثل أكبر بناء للأشكال الموزعة فوق السطح مثل الدروع draas، ولا ينطبق هذا المفهوم على المساحات الرملية الصغيرة المتناثرة أو الكثبان المعزولة، ولهذا فإن أقل مساحة يمكن أن يحدد بها العرق الرملى هى ١-٤٠ كم٢ معتمدة فى ذلك على حجم الدرع، وحيث يصبح إرساب الرياح للغطاء الرملى يغطى نحو ٢٠% من سطح المنطقة وتكون المساحة كبيرة بدرجة كافية تسمح بتكوين الدرع الرملى (Wilson, 1973, p.78).

والعروق الرملية ergs هىعبارة عن كثبان رملية متحدة، وقد وجد أن

٩٩,٨% من الرمال الهوائية توجد فى العروق التى تزيد مساحات كل منهـا عـن ١٢٥كم٢، ونحو ٨٥% منها فى مساحات كل منها تزيد عن ٣٢٠٠٠كم٢. ويلاحظ أن أكثر القيم شيوعاً فى التوزيع المساحى لمناطق العروق هى ١٨٨٠٠٠كم٢، وأن أكبر العروق مساحة فى العالم هى الربع الخالى فى المملكة العربية السعودية حيث تبلغ المساحة ٥٦٠٠٠٠ كم٢ (Cooke & Warren, 1973, p.322).

الضوابط :

تشترك عدة ضوابط تعمل على تكوين العروق الرملية منها **قلة المطر** نسبياً بحيث لا يزيد التساقط عن ١٥سم/ السنة، ويكون **النبات الطبيعى** نادراً أو يختفـى تماماً بسبب انخفاض كمية المطر **وارتفاع معدل البخر** الكامن مما يسهل عملية نقل الرمال حينما تهب رياح قوية وتعمل على تسهيل حركة الرمال المنقولة. وتحكـم **الضوابط التضاريسية** أيضاً عملية تكوين العروق الرملية. فعلى الرغم مـن أنـه توجد فى معظمها فى سهول حوضية، فإن توزيعها داخل الحوض غالباً ما يعتمـد على سيادة السطح البطئ الإنحدار أو الانحدار الهين، ولذلك تختفى العـروق مـن المناطق المرتفعة، كما يشير البعض أيضاً إلى أن السبب فى ذلك يرجـع إلـى أن تدفق الرمال فى المناطق المرتفعة يكون غير مشبع (Wilson, 1973, p.83). أى أن الرياح تصبح أقل حمولة. وعامة فإن اصطدام الرياح بالمناطق المرتفعة يهبط من سرعتها ويقوضها، وقـد يحدث تفرق لتيار الرياح حـول الأراضـى المرتفعـة، وبالتالى عدم تركيز مما يحول دون تكون ذلك المظهر الرملى الكبير.

وتتميز العروق الرملية بعدة خصائص منها كبر المـساحة التـى تغطيهـا العروق والتى قد تصل إلى ٣٠٠٠كم٢، كما فى صحراء سمبسون باسـتراليا، وأن سمك التكوينات الرملية تتراوح بين ٢٠-٤٥ متراً، وأن المسطح الرملـى يغطـى أكبر جزء من مساحة المكان، وبنسبة قد تصل إلى ٣٠-٧٠% من مساحة السطح، وقلما تقل هذه المساحة إلى ٢٠% كما هو فى العرق الشرقى الذى يغطى ٧٠% من

المساحة فى توزع رواسبه الرملية فى إقليمه بالجزائر، كما فى شكل (٦٣).

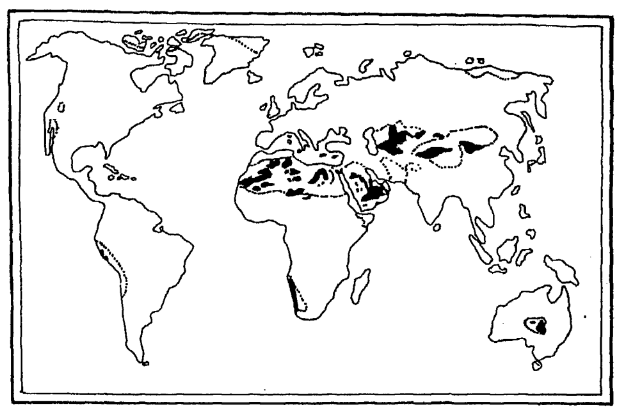
وتقسم العروق الرملية إلى ٣ مجموعات: (١) مجموعة حرة ونـشطة. (٢) مجموعة تنمو بها النباتات الطبيعية وتكـون نشطة أيضاً. (٣) مجموعـة مثبتـة بالنبات الطبيعى.

(٤) النباك Hillock :

هى شكل من أشكال الإرساب التى كونتها الرياح، وتعرف بأنها التلال مـن أصل نباتى Phytogenic hillocks، حيث تمثل النباتات الطبيعيـة المتنـاثرة فـى الصحارى وعلى السواحل عقبة أمام جرف الرياح للرواسب الرملية، مما تؤدى إلى إرساب الرياح للرمال وتكوين النباك، صورة (٢٠).

وتمر النباك بعدة مراحل، تبدأ أولاً بوجود النبات فى مرحلـة الإنبـات دون وجود أية تجمعات رملية حوله، وهذا بسبب وجود الارتفاعات البسيطة ولمـسافة ضيقة لنمو النبات فى هذه المرحلة، وتكون أقل مقاومة للرياح. وفى المرحلة التالية ينمو النبات، وهذا يؤدى إلى تجمع الرمال حول النبات مكونة بذلك تل يرتفع فوق مستوى الأرض (Batanouny, 1968, p.244). وتستمر عملية تراكم الرمال حـول النبات ويصل إلى حد معين يتناسب مع مقدار الغطاء النباتى وارتفاع النبات. وقـد يحدث أن يتعرض النبات للضمور والشيخوخة ويتدهور النبات أو يمـوت، ممـا يعرض هذا المظهر الجيومورفولوجى لبداية النحت والتقويض مرة أخرى ويـصل بذلك إلى المرحلة النهائية، حيث يتم تخفيضه وتقليل مساحته ونقل رمالـه بفعـل الرياح.

ويبلغ ارتفاع النباك ما بين ٣-١٠ أمتار، ويكون لها ذيل يمتد فى ظل الرياح أو فى إتجاه منصرف الرياح، وجوانبها شديدة الانحدار (Warrall, 1974, p.300) .



After: Wilson, 1973.

توزيع مناطق العروق الرملية النشطة فى العالم
شكل (٦٣)

وقد سجل المؤلف مثل هذه الظاهرة فى منخفض الخارجة إلى الجنوب الشرقى من باريس، ووجد أن متوسط طولها ٤,٧متر، وعرضها يقارب الطول، ومتوسط الارتفاع يبلغ ٢,٥ متراً.

(٥) التموجات الرملية Sand ripples :

هى رمال مفككة متجانسة الحجم نسبياً، تأخذ هيئة مموجة على أسطح الصحراء وتأخذ اتجاهات متأثرة باتجاه الرياح. وترتبط طول الموجة بين هذه الملامح بسرعة الرياح، حيث تزيد طول التموجات بزيادة سرعة الرياح (Bagnold, 1937, p.431) ومن خلال تجربة قام بها باجنولد على عينة من الرمال بأحجام ٠,٠٢٥سم وجد أن طول الموجة تراوحت بين ٢,٤ – ١٢ سم، وأن سعة الموجة (أو ارتفاعها) يبلغ ١/٧ من مقدار طول الموجة.

وقد وجد باجنولد أن هذه التموجات الرملية تنشأ من عملية التدفقات Fluctuations على مقياس صغير فى معدل زحف الرمال على السطح المحلى والموضعى، ويحدث نوع من التصنيف وتأثير التدرج خلالها نتيجة الأختلافات المحلية. وينشأ هذا الاختلاف بسبب اختلاف زاوية تصادم الحبيبات مع السطح والذى يرجع إلى تموج السطح نفسه، وينتج عن ذلك قذف الحبيبات والتى تصنف تباعاً. ويؤثر ذلك على السطح وعلى مدى ومقدار الممر الذى تقطعه الرياح باتجاه المنصرف، ويسبب ذلك مزيداً من التموج على السطح.

ومن خلال قياسات أجراها هاردنج كنج على التموجات الرملية فى منخفض الخارجة، وجد أن طول التموجات تراوحت بين ١–٢٢,١ متراً (King, p.191).

(٢) اللويس :

هى عبارة عن رواسب ناعمة، حبيباتها من الطين الناعم Fine loam وتعرف باللويس Loess تختلط بها حبيبات الطين الأخشن ولكنها تكون أنعم من الرمل. ونظراً لصغر حجم الحبيبات فإن الرياح استطاعت نقلها من المناطق الأصلية التى

تجمعت بها الرواسب الجليدية فى عصر البليستوسين وأوائل الهولوسين فى كل من أوربا وشمال شرق الولايات المتحدة الأمريكية، ولمسافات طويلة تعد بآلاف الكيلومترات. وقد تم إرسابها فى مناطق الحشائش، وعملت الأمطار على تثبيت هذه الرواسب. وتوجد الرواسب بكميات كبيرة، يصل سمك الرواسب بضعة أمتار، وقد يصل السمك إلى عشرات الأمتار.

وتغطى رواسب اللويس المنتشرة فى العالم نحو ١٠% من مساحة سطح الكرة الأرضية، وتتراوح أحجام رواسبها بين ٠,٠١ – ٠,٠٥ ملليمتر (Middleton, 1997, p.427) وتتوزع رواسب اللويس فى العروض الجافة الآن أو الرطبة، وتوجد على هوامش النطاقات الصحراوية النائية.

ففى أوربا يمكن مشاهدتها فى وادى نهر الراين، وفى الولايات المتحدة فى وادى المسيسبى وفى كنساس والسكا، وتوجد فى الصين فى الشمال فى حزام كبير يعرف بهضبة اللويس.

وتتعرض تربة اللويس نفسها كأحد مظاهر الارساب الهوائى إلى عمليات نحت وتشكيل بعد استقرارها وتماسكها فى مواضعها، وهذا يكسب السطح ملامحاً جديدة، ويجعل هذا السطح يمر بدورة تعرية خاصة به. وقد اشار لوبك (Lobecke, 1939, p.391) إلى أن ملامح النحت فى رواسب اللويس تمر بمراحل ثلاث.

وتمثل مرحلة الشباب المرحلة الأولى لمراحل النحت، ويكون السطح مستوياً مشكلاً بذلك سطحاً هضبياً كما فى هضبة اللويس فى شمالى الصين، تظهر بها حفر صغيرة وآبار مياه طبيعية، وتعمل الأودية الاخدودية والمسيلات والأودية الخانقية على نحت سطح تربة اللويس المتماسكة. وتعمل حركة المياه المتسربة على زيادة المسامية **porosity** وتزداد قدرتها تدريجياً على النقل الميكانيكى للحبيبات الناعمة المكونة للتربة، وتتكون كهوف صغيرة، وتزداد اتساعاً بالارتفاع إلى أعلى ويتكون فى النهاية ما يعرف باسم آبار اللويس **Loess Wells**.

وحينما يصل سطح اللويس إلى **مرحلة النضج** تتسع المسيلات والمجارى

العميقة وتصبح جوانبها شبيهة بطبوغرافية الأراضى الوعرة والحفر العميقة فى سطح الهضبة وينقسم السطح بسبب كثافة النحت الرأسى والتوسيع الأفقى إلى أجزاء منخفضة وأخرى متخلفة تشبه القواطع وتعرف بقواطع اللويس Loess dykes.

أما فى **مرحلة الشيخوخة** وهى المرحلة الأخيرة لتطور هضاب اللويس فإن معظم السطح يتم ازالته، وتتخلف بعض الأشكال العديدة مثل الأشكال التى تأخذ هيئة مخروطية، وتشبه التورته، أو تأخذ أشكالاً ناعمة تفصل بينها قيعان أودية متسعة، والتى كثيراً ما تستخدم كطرق.

ويرجع تكون هذه الرواسب إلى العصور الجليدية فى عصر البليستوسين حيث نقلت المكونات الجليدية من عند نهايات الثلاجات والأودية الجليدية، وفى اثناء فترة الدفئ كانت الرياح تقوم بنقل الرواسب الناعمة إلى مناطق تبعد عن مواضعها بآلاف الكيلومترات، ويتم إرسابها فى بيئة حشائش فتعمل على تماسك رواسب اللويس. ولهذا فإن رواسب اللويس تعود إلى ٢٢٠٠٠-١٨٠٠٠ سنة ماضية (Middleton, 1997, p.428)

البلايا Playa

يطلق لفظ البلايا على بطائح الماء التى تتجمع فيها مياه التصريف الداخلى فى الصحارى، وتتميز باستوائها ورواسبها الدقيقة، وتخلو مناقع المياه فيها من المياه النباتية (الغنيم، ١٩٨١، ص١٤). ويطلق هذا المصطلح بشكل عام على مجموعة من الانخفاضات الطبوغرافية، والبحيرات والرواسب البحيرية، وقد قدر بأن هناك ٥٠٠٠٠ بلايا موجودة على سطح الأرض، معظمها ذو مساحة صغيرة، وتتراوح مساحات الواحدة هذه الغالبية ما بين بضعة كيلومترات مربعة أو أقل من ذلك (Neal, 1975, p.1)

وتختلف مسميات هذه الظاهرة فى بيئات العالم المختلفة، فهى فى شبه

الجزيرة العربية تعرف باسم السيح، والروضة، والقاع، والخبراوات، والسباخ، حيث أن خصائص كل هذه الأشكال تنطبق مع الملامح العامة التى تحمل لفظ بلايا الدال على أحواض التصريف الداخلى فى الصحارى (الغنيم، ١٩٨١، ص٩٣)، وتعرف باسم Nor فى صحراء منغوليا، وباسم Pan فى جنوب أفريقيا، وباسم playa فى صحارى امريكا الشمالية، وفى إيران باسم kavir، وفى بيرو باسم Salar، وفى استراليا باسم بحيرة البلاياPlaya Lake.

وتبدو من معظم الدراسات أن البلايا تشغل مواضع منخفضة أو أخفض المواضع فى المنخفضات التكتونية النشأة أو المنحوتة بفعل العوامل الخارجية.

وقد ذكر شو وتوماس Show & Thomas ١٩٩٧ أصل الأحواض المنخفضة فى العروض الجافة، منها الأحواض ذات التحكم البنائي سواء بفعل تكوين الصدوع، أو تكوين الأخاديد، أو الكسور الهابطة، أو خطوط الكسور وغيرها من ملامح البنية ذات المظهر الهابط عما يجاوره. ومنها أيضاً منخفضات النحت، سواء بفعل التذرية أو الاذابة بالمياه الباطنية وتكوين الكارست. والعامل الثالث هو خطوط التصريف المائى ونواتج النحت الذى تقوم به، ثم التموجات فى السطح وظهور المواضع المنخفضة.

نشأة البلايا :

تتحكم عدة عوامل فى نشأة البلايا فى الصحارى، منها **العامل الجيولوجى**، حيث نجد أن المواضع الصدعية المنخفضة تعمل على إيجاد مناطق صرف داخلى تتجمع فيها الرواسب مكونة بذلك اشكال البلايا، ويظهر هذا العامل متحكماً فى كثير من البلايا فى هضبة نجد. كما أن كثير من المنخفضات والأحواض التكتونية فى الصحراء الغربية فى مصر وفى منطقة الوشم فى نجد، وفى منطقة القصيم تظهر بها البلايا بأنماط متعددة، ومن أمثلتها قاع صلاصل، ومنطقة الزلفى، وقاع قصيباء.

وتتحكم عملية التصدع وهبوط سطح الأرض فى تطور الأحواض الإقليمية العظمى ذات التصريف الداخلى فى المناطق الجافة وشبه الجافة الآن، وهذه تساعد على تكوين البلايا بها، مثلما الحال فى الحوض العظيم الذى يشغل جزءاً من ولاية كاليفورنيا ومن ولاية يوتاه وأوريجون (Shaw & Thomas, 1997, p.298).

وتؤثر أنماط الكسور الموجودة فى القشرة الأرضية فى تطور البلايا بطريقتين، الأولى هى أن ملامح البنية الخطية تحدد الهوامش والحدود الخارجية والإطار العام للصدوع الرئيسية التى تحكم تكوين المنخفضات، والطريقة الثانية هى أن البنية الخطية تقوم بدور القنوات والأنابيب لحركة المياة الجوفية، وتمثل مواضعاً لتطور برك صغيرة والتى تعتبر من ملامح البلايا، ومن أمثلتها تلك الموجودة فى السهول العليا فى تكساس (Ibid, p.299).

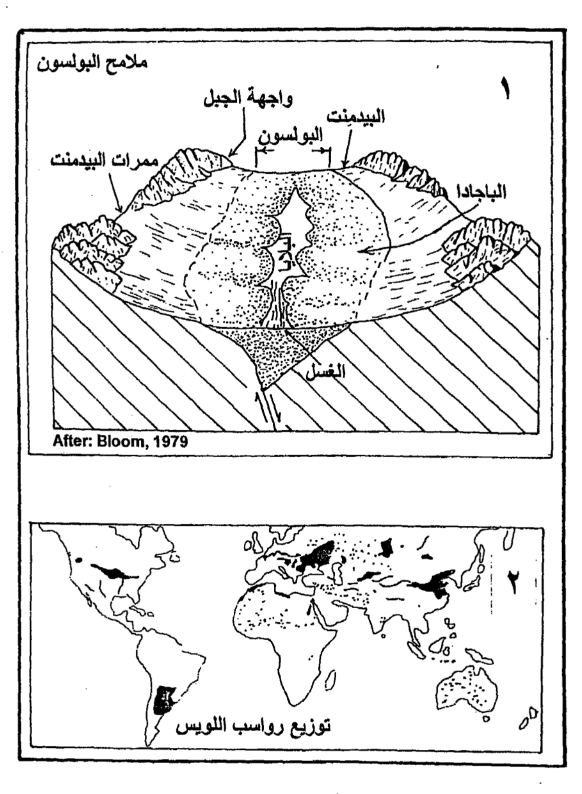
ويلعب العامل الطبوغرافى دوراً مؤثراً فى تكوين البلايا كما فى شكل(٦٤)، فالمناطق المنخفضة والتى تتميز بالاتساع تتكون فيها البلايا، ويؤثر الانحدار فى هذه الحالة، حيث يتم إرساب المواد الخشنة أولاً ثم الناعمة، وفى نهاية أطراف منطقة الإرساب تتجمع الرواسب الطينية والصلصالية مكونة مظهر البلايا. كما تشغل بعض البلايا أجزاء من مجارى الأودية الجافة فى شبه الجزيرة، وتكون فى مناطق متسعة تعرف باسم القيعان، والتى تتكون فيها البلايا ومن أمثلتها فى مصر البلايا الموزعة على طول وادى فيران فى شبه جزيرة سيناء وهى عبارة عن رواسب بحيرية قديمة، ومنها القيعان الموجودة على طول امتداد أودية جبل طويق، وإلى الشرق منه بينه وبين هضبة العرمة، وإلى الغرب من نفود السر فيما بينها وبين صفراء السر. كما تتكون أيضاً البلايا عند الاطراف النهائية لمنطقة البجادا (أو البهادا) فى مناطق السفوح التى تتراص عند أقدامها المرواح الفيضية مكونة مظهر البيدمونت الذى ينقسم إلى جزئين، الأول نحتى المظهر ويعرف بالبيدمنت Peadment والثانى إرسابى ويعرف بالبجادا، ومن أمثلتها فى مصر الحافة الشرقية لسهل القاع فى شبه جزيرة سيناء.

ويؤثر المناخ بفعالية كبيرة فى نشأة وتكوين البلايا، حيث أنها تتكون أساساً فى ظروف جريان مائى والذى يكون ناتجاً عن الأمطار، سواء فى الأوقات الحالية أو فى الماضى البعيد فى عصر البليستوسين الذى سادت فيه أمطار غزيرة. كما تتطلب عملية تكوين البلايا شدة التبخر، وقد أشار نيل (Neal, 1975, p.2) إلى أن البلايا تكون جافة معظم الوقت، وتتطلب ظروفاً مناخية ترتفع فيها معدلات التبخر السنوى، وأن تكون نسبة التبخر إلى مقدار التساقط تصل إلى ١٠ : ١، وهذه الظروف لا توجد إلا فى البيئة الجافة وشبه الجافة، وفى النطاقات الانتقالية للمناخية الأكثر رطوبة.

خصائص البلايا :

تتسم البلايا بخصائص مساحية مميزة، حيث قد تشغل مساحة صغيرة جداً بحيث لا يتعدى طول هذه المساحة ٨ – ٦٥ متراً (Neal & Motts, 1967, p.522). وقد يزيد عن ذلك ليصل إلى عشرة كيلو مترات، وعرضها يصل إلى ٥٠–٧٥% من مقدار طولها، وان كان يقل عن ذلك فى البلايا التى تأخذ شكلاً طولياً متأثرة بعامل البنية الجيولوجية المتحكم فى نشأة المنخفضات القابعة فيها البلايا. أما من حيث المساحة فهى متفاوتة بدرجة كبيرة أيضاً، حيث تتراوح ما بين بعضة أمتار مربعة وبين ٩٠٠٠كم٢ (Cooke & Warren, 1973, p.217).

وتتميز أسطح البلايا بالاستواء أو شبه الاستواء، ولهذا فإن معظم سطوحها تتراوح درجة انحدارها بين أقل من ١° و ٢°، وقد تقل عن ذلك. وتتكون البلايا من رواسب رملية طينية أو طينية رملية أو صلصالية، وهى عامة رواسب ناعمة تستطيع أن تحملها المياه من أعلى إلى أسفل وتنقلها لأبعد مسافة بعيداً عن مصدرها الأصلى.



ملامح البولسون وتوزيع رواسب اللويس فى العالم
شكل (٦٤)

ويصنف سنيدر (Snyder 1962, p.116) البلايات على أساس النظام المائى إلى عدة أنواع. فالبلايا الرطبة : منها الرطبة، ومنها ما هى عبارة عن بركة أو بحيرة ملحية salt pan، ويضيف إليها ستون Stone أن البلايا الرطبة إما أن تكون ذو قشرة ملحية أو ذو قشرة من الطين Clay. أما المجموعة الثانية التى أوردها سنيدر حسب تقسيمات فوشاج Foshag، وثومبسون Thompson وجايجر Jaeger، وستون Stone فهى البلايا الجافة: ومنها البلايا الجافة، أو بلايا الغرين الخالية من الأملاح، ومنها بلايا الرواسب الطينية clay والبحيرات ذات الرواسب من نوع الغرينLime وهذه تمثل الأنواع الأساسية للبلايا المنتشرة فى العالم.

أما نوع سطح البلايا فقد يكون صلباً، تغطيه قشور جافة، ملساء ناعمة أو مغطاه بالقشور من فوقها ومن أمثلتها بلايا بحيرة روجرز فى كاليفورنيا بالولايات المتحدة. وقد يكون السطح صلباً مغطى بطبقات من المتبخرات وبنفس الهيئة السابقة الملساء أو ذات القشور. (Neal, 1968, p.74) ومن أمثلتها بلايا وادى الموت. أما النوع الثالث لاسطح البلايا فهو السطح اللين، ويكون السطح العلوى مبللاً، وهيئة السطح إما أملس أو ذو قشور ملحية، ومن أمثلتها البلايا العديدة فى يوتاه بالولايات المتحدة .

الفصل الثامن

التعرية بالمياه الباطنية

التعرية بالمياه الباطنية

تتكون المياه الجوفية بفعل تسرب المياه الساقطة من الأمطار، وتشبع التربة والصخور بالمياه والتى تتسرب بفعل الجاذبية الارضية التى تعمل على هبوط المياه من أعلى إلى اسفل، ويساعد على ذلك زيادة اتساع مسامية الصخور، وتتحول المياه بذلك من مياه سطحية إلى مياه جوفية. وتزداد كمية المياه المتسربة بازدياد كميات الأمطار الساقطة على الإقليم، ولذا فإن أقل كمية متسربة نجدها فى المناطق الصحراوية، بينما أكبر كمية نجدها فى الأقاليم المطيرة خاصة العروض الاستوائية والمدارية.

ويؤثر شكل الأرض أيضاً على كمية المياه المتسربة، فبزيادة الإنحدار تقل المياه المتسربة، ومن هنا تقل الكمية المتسربة فى حالة سقوط الأمطار على السفوح والمنحدرات مقارنة بالأمطار الساقطة على المناطق ذات السطح المستوى سواء هضاب أو سهول. وتؤثر البنية الجيولوجية فى هذه العملية حيث اذا زادت كثافة الصدوع والبنية الخطية والفواصل والشقوق فى الصخور فإن ذلك يزيد من كمية المياه المتسربة إلى باطن الأرض.

وفى المسافة التى تقطعها المياه من سطح الأرض حتى تصل إلى الباطن ويحدث لها جريانا باطنياً تقوم بنحت وتشكيل الصخور وتحولها إلى أشكال أرضية متباينة ومنها الكارست والكهوف والأودية والمنخفضات وغيرها كثير، ويمكن تناول الأشكال الكارستية بشئ من التفصيل.

الكارست :

تعريفها : هناك عدة تعريفات أو مفاهيم لظاهرة الكارست Karst، فهى كما حددها جنج عام ١٩٧١من حيث الشكل Form أنها أرض لها خصائص محددة من حيث التضاريس والتصريف المائى، وهى عالية النفاذية وذات صخور سريعة

الاستجابة للإذابة بفعل المياه أكثر من أى مكان آخر.

وقد يُعَرّفُ البعض الكارست بأنها هى مرادف لمظهر السطح ذو الصخور الجيرية، وان كان يشترك معها بعض الأشكال الأخرى، وأنها مظهر للسطح فوق صخور الجبس والملح والدولوميت وجليد الثلاجات.

وتحدد الكارست أيضاً أشكال أرضية جافة، تتميز بتصريف مائى باطنى أكثر منه تصريفاً سطحياً للمجارى المائية. وان كان هذا التعريف قاصراً فى أن المظهر الجيومورفولوجى ينظر إليه أساساً بأنه المؤثر وليس سبباً للإذابة وقابلية الصخر لهذه العملية الكيميائية (Bloom, 1979, p.137).

تتوزع مناطق ظاهرات الكارست فى العالم فى غينيا الجديدة وجزر جنوب شرق آسيا فى الفلبين وإندونيسيا. ويوجد حزام فى غربى المحيط الأطلنطى يشمل شبه جزيرة فلوريدا وأمريكا الوسطى وجزر الهند الغربية إضافة إلى حزام البحر الادريانى كلها ويعرف بحزام الكاريبى، وكلها تمثل نطاقاً لنمو الصخور المرجانية التى تناسبها العروض الاستوائية والمدارية، حيث ساعد عامل إنخفاض مستوى البحر على تكوين الكهوف فى هذه المناطق كما سيأتى فيما بعد. هذا بالإضافة إلى المناطق التى تعرضت لأمطار عصر البليستوسين الغزيرة والتى أصبحت الآن أراضى جافة.

العوامل والعمليات المتحكمة فى نشأة الكارست

تنشأ ظاهرة الكارست في ظل عوامل وعمليات متعددة يمكن التعرف عليها بالشكل الآتى :

(أ) المناخ :

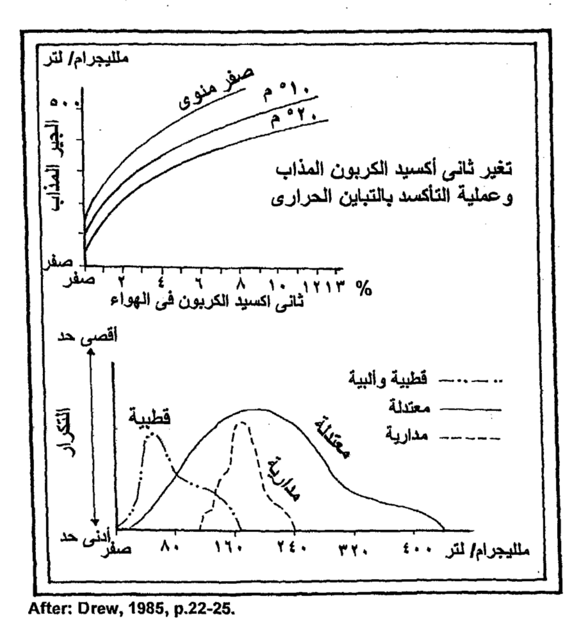
توجهت أفكار الجيومورفولوجيين نحو أهمية الضوابط المناخية فى عمليات الكارست Karst processes فى العقدين ١٩٢٠ و ١٩٣٠ حيث وجه الاهتمام إلى

دراسة الكارست الموجودة فى جنوب الصين واندونيسيا فى البيئة المدارية، كما أشارت الدراسات أيضاً إلى أن الاختلافات الأساسية الناتجة عن تحكم المناخ توجد فى المناخ المدارى المطير حيث مظهر تلال البيبينو Pepino أو برج الكارست Tower Karst والتى تمثل نتاجاً للعمليات التى تقوم بها المياه الناتجة عن الأمطار.

وتتفاوت كثافة عمليات الكارست حسب النطاقات المناخية، فالمناخ يؤثر على درجة الحرارة والتى تحكم عملية الاذابة والمحتوى العضوى. ففى الأقاليم القطبية تقل او تنعدم عمليات الكارست وذلك بسبب ضعف التجوية الكيميائية التى تحدث بمعدلات منخفضة بسبب انخفاض درجة حرارة المياه. فالبكتريا تقوض الدبال، وفترة الجريان السطحى للمياه قصيرة، ويتكون الصقيع معظم السنة كل ذلك يقلل من تسرب المياه إلى باطن الأرض.

أما فى الأقاليم الباردة الرطبة فقد وجد أن المياه الناتجة عن ذوبان الثلاجات فى جبال روكى فى كندا إلى الشمال من خط الأشجار قد تشبعت بكربونات الكالسيوم بتركز عند ٥٠-٩٠ ملليجرام/ اللتر وأن كمية قليلة من ثانى أكسيد الكربون (co_2) هى التى حدث لها إذابة، بينما إلى الجنوب من خط الأشجار وجد أن المياه لم تصل إلى التشبع ووصل تركز كربونات الكالسيوم ١٠٠-٢٦٥ ملليجرام/ اللتر وان المياه من الممكن أن تحمل ١٠٠-١٤٠ ملليجرام / اللتر من كربونات الكالسيوم (Bloom, 1979, p.142) وهذا يعنى أنه إلى الشمال من خط الغابات تتوقف عملية الإذابة عند حد معين كاحدى عمليات التجوية الكيميائية، فى حين إلى الجنوب من خط الأشجار يصبح للمياه القدرةعلى إذابة الصخور وحمل نتاج التجوية فى شكل عالق أو مذاب بالمياه وبكميات أكبر وبتركيز عالى مما يساعد على تكوين الكارست، شكل (٦٥).

أما فى العروض المناخية شبه الرطبة وشبه الجافة وفى نطاق السافانا أيضاً فإن الكارست تتشكل، حيث تتكون نتيجة للرطوبة الغزيرة. ففى الفصول الحارة أو



After: Drew, 1985, p.22-25.

مستوى كربونات الكالسيوم الذائبة فى العروض المختلفة ملليجرام / اللتر
شكل (٦٥)

الجافة تتحرك المياه الجوفية من أسفل إلى أعلى لتصل إلى تربة الحشائش، وتقوم بارساب الكربونات أكثر من قيامها بعملية التفكيك لهذه المكونات، وينتج عن ذلك تطور ملامح وأشكال إذابة صغيرة فقط ولا تساعد على تكون الكارست بكامل هيئتها، ولهذا فإن الكارست الموجودة في الصحارى الآن هى نتيجة لأمطار وأحوال مناخ رطب فى الماضى ساد هذه الصحارى وليست حركة المياه فى التربة الآن.

وفى العروض التى تسود فيها الغابات المدارية المطيرة تتكون وتتطور ظاهرة الكارست بشكل ليس له مثيل فى أى منطقة أخرى. فالغلاف الهوائى أسفل الغابة يكون غنياً بثانى أكسيد الكربون (CO_2) الجوى خاصة عندما تكون حرارة المياه ٣٠°م، وتبلغ الكمية ثلاثة أمثال إذا وصلت درجة حرارة المياه صفر أى عند التجمد، ولذلك تختلف درجة تشبع المياه وقدرتها على التجوية الكيميائية للصخر باختلاف درجات الحرارة فى البيئات المناخية المختلفة.

(ب) نوع الصخر وبنيته :

ترتبط العمليات الباطنية المشكلة لظاهرات الكارست وما يرتبط بها من ملامح جيومورفولوجية دقيقة بالصخور الجيرية والدولوميت، وهى أنواع لها انتشار واضح على سطح الكرة الأرضية، حيث تمثل ٥-١٥% من وزن الكتلة الكلية المكونة للصخور الرسوبية. كما تكون صخور المتبخرات evaporites نحو ٥% أيضاً، ولهذا نجد على سبيل المثال أن ما مساحته ١٥% من الولايات المتحدة بها أراضى كارستية منخفضة فى الصخور أو على مقربة من السطح.

ويتكون مظهر الكارست فى مناطق ذات صخور جيرية حيث تكون قابلة للإذابة، وحدوث تحول للجريان المائى من جريان سطحى إلى جريان باطنى، وحدوث الانهيارات الأرضية لأسقف الكهوف والسطوح العليا للكارست.

ويلاحظ أن الصخور الجيرية التى تتكون فيها الكارست معظمها تتكون من الجير النقى، حيث تصل نسبة كربونات الكالسيوم بها فى جبال الألب الدينارية ٨٠-٩٨% من مكونات الصخور الجيرية.

كما أن خصائص الصخر من حيث التبلور، وطباقية الصخر، ووجود كسور فى الصخور التى يحدث لها إذابة كلها تعتبر عوامل بنائية تساعد على الإذابة وأن معظمها يحكم عمليات تكوين الكارست. فالنفاذيـــة permeable العاليـــة للـــصخور الجيرية خاصة الطباشير تحتوى على فتحات واسعة تمر من خلالها المياه. وتساعد الفواصل الرأسية المتقاطعة التى تنتشر فى الصخور الجيرية على توصيل تركيـــز المياه من أعلى إلى أسفل وتصبح حركتها فى الباطن وحيث تمارس نشاطها فـــى تكفيك الصخر وإذابته وتكوين ممرات ذات فتحات مفتوحة. ويعمل تـــدفق الميـــاه باطنياً على تصميم وتوجيه محاور الكهوف.

(ج) العامل الحيوى Biotic effect :

تعمل البكتريا على تقويض وهدم مادة الدبال الموجودة بالتربة الغنية بثـــانى أكسيد الكربون Co_2 ، ولذلك فإن النبات والحيوان يؤثران فى عملية النحت الكيميائى بشكل مباشر، وقد سجل فولك وزملاؤه .Folk et al عـــام ١٩٧٣ .أشـــكال ســـطح كارستية دقيقة أو صغيرة فى جزيرة جراند كايمان Grand Cayman وأطلق عليهـــا كارست نباتية Phytoykarst حيث يصبح السطح اسفنجى بسبب فعل جذور النبـــات فى النحت وتآكل وتفكك الصخر، وتغطى الطحالب السطح ويتعمق تأثيرها حتـــى عمق ٠,١ –٠,٢ ملليمتر. كما وجد أن صخور الفوسفات تملأ تجويفات الكارســـت فى الصخور الجيرية حتى عمق ٢٠ متراً بفعل تأثير فضلات الطيور البحرية مثل طيور الجوانو guano الشبيهه بالديك الرومى فى جزر المحيط الهادى.

(د) تكوين الجليد وانخفاض مستوى البحر :

تَحكّم تكون الجليد فى الزمن الرابع فى مقدار مستوى البحر، وعمل ذلك على هبوط مستوى البحر عن المستوى الحالى، فانكشفت أجزاء كثيرة من أشكال سطح الأرض الكارستية التى كانت مغمورة فى السواحل ذات الصخور الجيرية، وملأت المياه العذبة هذه الملامح وتطورت. ويمكن أن نلاحظ ذلك فى عدة مناطق. ففـــى جزر البهاما توجد كهوف على عمق ٤٥ متراً حيث توجد الحفـــر الزرقـــاء blue

holes الآن بها بالمئات أو آلاف الحفر، والتى يذكر البعض أنهـا تكونـت أثنـاء العصر الجليدى حينما انخفض مستوى البحر عن مستواه الحالى. وتعتبر منـاطق التزود بالمياه فى الأوقات الحالية للأغراض البشرية فى بعض المناطق مثل شـبه جزيرة فلوريدا أو اليونان إنما تمثل فى حقيقة الأمر مواضع حفر كارستية تجمعت فيها المياه العذبة الناتجة عن سقوط الأمطار ثم تدفقها بين الطبقات الصخرية تحت مستوى البحر ويشبهها فى ذلك الكارست على ساحل دلماشيا غـرب يوغـسلافيا السابقة (وكرانيا الآن).

خصائص الكارست :

تتسم الكارست بخصائص مورفولوجية سواء من حيث الأبعاد أو الشكل. فمن خلال دراسة قام بها ميخائيل داى (M.Day, 1976, p.116) والذى قام بتجميع نتائج ١٥ دراسة سابقة اتضح منها أن كثافة المنخفضات الكارستية بين ٠,٥٧ منخفض/ كم٢ فى بريستول بولاية فرجينا فى الولايات المتحدة كأقل قيمة للكثافة وبين ١٦٦ منخفض/كم٢ فى منطقة ملهم فى يوركشير بالولايات المتحدة.

جدول (٢١)

كثافة المنخفضات الكارستية فى بعض مناطق دول العالم/كم٢

المنطقة	الدولة	الكثافة	المنطقة	الدولة	الكثافة
نيوغينيا	نيوغينيا	١٣,٥-١٣,٠٥	سانت لويس	ميسورى U.S.A	٢,٢
مندب	بريطانيا	٧٠	تنسى	الولايات المتحدة	٠,٦٥
ارتيفجاليت	فنلندة	٥٧	فلوريدا	الولايات المتحدة	٢٠,٠٩-٠,٤٢
دورست	بريطانيا	٩٩	بريستول	الولايات المتحدة	٠,٥٧
منطقة هيث	بريطانيا	١٥٧	بيسانكو	فرنسا	٣١,٦
ملهم	بريطانيا	١٦٦	ج. افريقيا	ج. افريقيا	١,٠٤
نورفولك	بريطانيا	٥,٥	جنج (جاوة)	اندونيسيا	٤,٩
شينا تدوة	فرجينـا بالولايـات المتحدة	١,٦-٠,٥٨			

ويشير دراو Drew ١٩٨٥ إلى أن الأقاليم الكارستية التى وصلت إلى مرحلة النضج تكثر فيها أعداد حفر الإذابة Dolines والتى قد تصل بها الكثافة نحو ١٠٠٠ حفرة/ كم٢ (Drew, 1985, p.45).

كثافة وأبعاد الحفر:

أشار كيمرلى عام ١٩٨٢إلى أن كثافة الحفر تبلغ نحو ٤/كم٢، وقد تزيد عن ذلك لتصل إلى ٦,٢/كم٢ أو ١٣,٩/كم٢ (Kemmerly, 1982, p.1081).

أما عن أبعاد المنخفضات الكارستية الناتجة عن الإذابة فإن مساحاتها تتراوح ما بين بضعة أمتار مربعة حتى مئات الكيلومترات المربعة، ويبلغ قطر المنخفضات المتوسطة ١٠-١٠٠٠ متر وبعمق ١-١٠٠ متر والتى يشار إليها دائماً بحفر الإذابة أو الدولين Dolines (Drew, 1985, p.42).

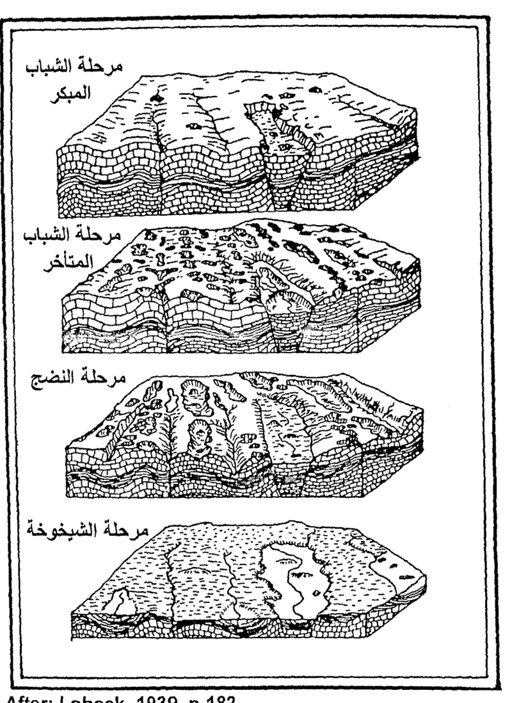
تصنيف حفر الإذابة :

يصنف ماركر وزملاؤه (Marker et al., 1983, p.27) حفر الإذابة حسب الطول والعرض والعمق إلى نوعين رئيسيين، النوع الأول وهى الحفر الصغيرة ويتراوح اتساعها بين ٢٠-٥٠ متراً، والعمق بها قليل أيضاً حيث يتراوح بين ٢-٧ أمتار، أما النوع الثانى وهى حفر الإذابة الكبيرة فتكون أكبر فى الاتساع حيث يبلغ هذا الاتساع فيما بين ١٢٠-٢٢٠ متراً والعمق يكون فيما بين ١٠-١٢ متراً.

- أى أن أبعاد الحفر الكبيرة = ٥-١٠ مرات قدر الحفر الصغيرة.
- وعمق الحفر الكبيرة = ٢ - ٣مرات قدر الحفر الصغيرة تقريبا.

المراحل التطورية للكارست :

تمر ظاهرة الكارست فى دورتها الجيومورفولوجية بعدة مراحل متتابعة لكى



After: Lobeck, 1939, p.182.

مراحل تطور طبوغرافية الكارست

شكل (٦٦)

تكمل دورة التعرية التى تمارسها المياه الباطنية وتشكل بها سطح الأرض. وتبدأ هذه المراحل بحدوث تحول للمياه ذات الجريان السطحى إلى مياه جوفية تمارس عمليات التجوية المختلفة، مكونة فى النهاية جرياناً باطنياً. ويمكن تقسيم هذه المراحل التطورية إلى أربعة مراحل، كما فى شكل (٦٦) :

ففى المرحلة الأولى تتكون حفر مائية قليلة عن طريق المياه التى تجرى فى الأنهار السطحية، وتنتقى هذه المياه مواضع الضعف التكتونى وتتكون أيضاً فى هذه المرحلة الأخاديد. ويكون مظهر السطح هنا عبارة عن محاور مجارى مائية سطحية، وحفر وتجويفات قليلة أسفل منها، وبعض المنخفضات الطولية التكتونية الهابطة، ويوجد فيما بين المجارى المائية السطحية وبعضها البعض مظهر تضاريسى يعرف بالمحززات وهى الأجزاء المرتفعة بين الأدوية النهرية المنخفضة، وهنا يكون السطح قد خفض قليلاً بفعل النحت النهرى ولم تظهر الأشكال الكارستية على السطح بعد، وتعرف هذه المرحلة بمرحلة الشباب المبكر early youth، ويوجد هذا المظهر فى هضبة كنتاكى شمال شرق الولايات المتحدة. ويطلق عادة على المجرى المائى المنحوت اسم بولجى polje والذى يبلغ طوله ٤٠كم فى يوغسلافيا واتساعه ٤-٨كم (وفى كرواتيا الآن).

ومن الملامح الجيومورفولوجية الأخرى التى تظهر فى هذه المرحلة هى الطبوغرافيا ذات الصخور الجيرية التى تكون فى وضع صدعى أو التوائى وقد تخلفت عن النحت المائى وظلت هذه الكتلة مرتفعة عما يحيط بها نظراً لأنها مقاومة لعملية الإذابة نسبياً.

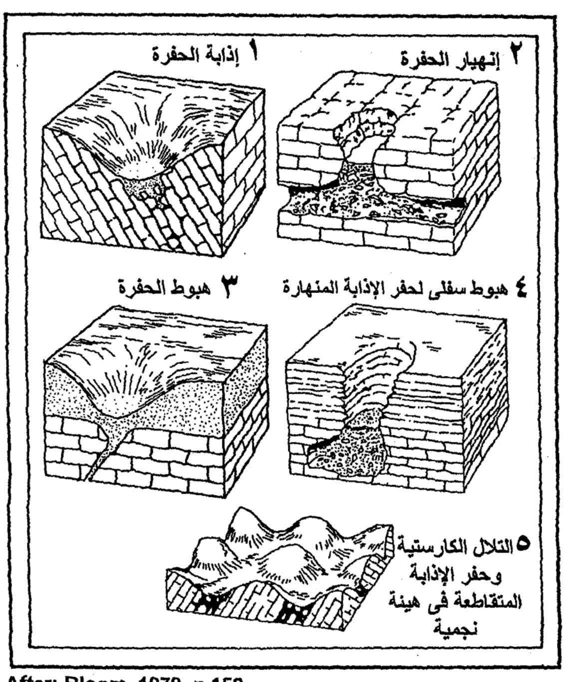
وملمح البولج Bolje أو الـ Wang كما يطلق عليه فى يوغسلافيا والذى يظهر فى مرحلة الشباب هى مظهر شائع الانتشار ومتسع الهيئة، وقاعه مسطحاً، وله حوائط جانبيه مغلقة وشديدة الانحدار أو ذات هيئة رأسية، وتوجد بالقاع بعض الحفر التى تملأها مياه فيضان الأنهار وتصرف فيها بعض المياه وتلقى فيها

الرواسب، ويصبح قاع هذا الشكل فى النهاية بمثابة بحيرة ضحلة. ويلاحظ فى يوغسلافيا أن بعض هذه البحيرات تفيض سنوياً بالمياه حينما يرتفع مستوى الماء الباطنى وتتزود منها الزراعة بالمياه اللازمة للرى خاصة فى موسم الجفاف أو قلة الإمطار.

وفى **المرحلة الثانية** من مراحل التطور والتى تعرف بمرحلة الشباب المتأخر late Youth، تحدث إذابة بمعدل أكبر للصخور الجيرية السطحية، وبذلك يتحول معظم الجريان السطحى إلى مياه باطنية وتتخلف عن ذلك أشكالاً منحوتة عبارة عن منخفضات قمعية الشكل funnel Shape تعرف باسم حفر الإذابة dolines، وتزيد أعدادها بشكل كبير وهذا يمثل الشكل الأولى لتشكيل مظهر الكارست، ويصبح الجريان هنا باطنياً. وقد تزداد أحجام الحفر بفعل عمليات نحت هوامشها وجوانبها وبسبب انهيار الكهوف أيضاً. ويلاحظ أن العديد من هذه الحفر قد تتصل ببعضها وتكون بعد ذلك الأوفالات Uvalas (Lobeck,1939, p.183).

وقد تعرف آرثر بلوم Bloom ١٩٧٩ على خمسة رتب من الأوفالات الكارستية أو الحفر أو النوافذ الكبرى كما تسمى، منها نوعان يختلفان عن بعضهما، الأول منها هو الشكل القمعى الناتج عن الإذابة doline solution التى تحدث فى الحفر والثانى شكل قمعى معكوس ناتج عن إنهيار الصخر collapse، حيث أن صخور الشكل الأخير تكون غير قابلة للإذابة. والرتبة الثالثة هو الشكل القمعى الناتج عن الهبوط وليس الإذابة، وتمثل الرتبة الرابعة النافذة الناتجة عن الهبوط السفلى لصخور الكارست. أما الرتبة الخامسة لحفر الإذابة هنا فهى نوع قطع الخبز Cockpits وذلك بسبب شدة البياض الناصع للصخور الجيرية وصقل سطحها بشكل أملس أوقد تعرف باسم النجوم المتداخلة رقم ٥ فى شكل (٦٧).

وتأتى **مرحلة النضج** Maturity بعد مرحلة الشباب المتأخر، ويتطور فيها السطح وتسود به حالة وعورة السطح نتيجة إذابة وإزالة أجزاء وتخلف صخور



After: Bloom, 1979, p.150.

الرتب الخمس الرئيسية لحفر الإذابة الكارستية

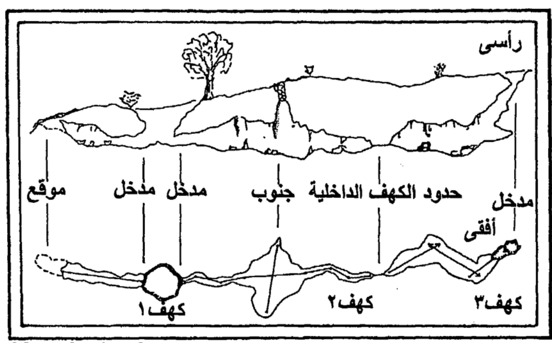
شكل (٦٧)

أخرى أشد مقاومة للإذابة، ويختفى السطح الأصلى كلية بسمك يتفاوت من موضع لآخر حسب الأجزاء المتخلفة عن النحت كما فى شكل (٦٦).

ففى هذه المرحلة تتعرض بعض من حفر الإذابة للتدمير الكامل، بينما الأراضى المحيطة بها تكون قد خفضت إلى مستويات أقل إرتفاعاً، وتبدا أودية جديدة فى الظهور وتشغلها المجارى المائية القصيرة نسبياً. وتظهر صخور الطفل أو أية طبقات أخرى غير منفذة للماء فى مناطق كثيرة مكشوفة.

ويلاحظ أن التصريف المائى فى هذه المرحلة لم يعد باطنياً، وتصبح المجارى المائية ظاهرة على السطح المنخفض الذى تم نحته وتجويفه وتتخلف تلال ظاهرة فوق سطح الصخور الجيرية وهى بمثابة بقايا وتكون عرضة لأن تستمر ظاهرة فوق السطح وبشكل غيرمنتظم، وتكون هيئة قباب عالية pinnacles ذات حافات ويجاورها اخادية إذابة solution flutes لذا فإن المظهر الجيومورفولوجى فى هذه المرحلة عبارة عن ، أودية سطحية وقباب وأخاديد (Ibid., p.183) .

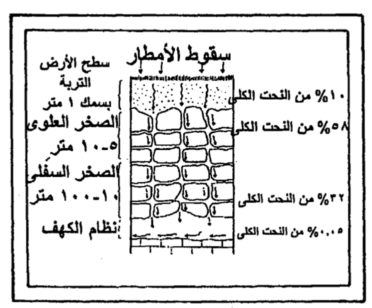
ويطلق على حافات الاخادية اسم Lapies والتى تمثل نتاجاً للتجوية والإذابة على طول امتداد الفواصل، ويبلغ ارتفاع هذا الملمح المنحدر ١٥ قدماً أو أكثر، ويكون شديد الإنحدار بحيث يصعب عبوره بواسطة الإنسان العادى. وتصبح قيعان المجارى المائية المنحوتة (البولجى) فى هذه المرحلة اكثر اتساعاً وقيعانها سهلية ومستوية تماماً مع وجود بعض التلال المعزولة من أنواع الصخور الجيرية تعرف باسم hums، ويوجد مثل هذا المظهر من التلال فى اقليم كوسس فى فرنسا ويطلق عليها كدوات وفى بورتوريكو يطلق على هذه التلال اسم تلال بيبينو Pepino. ويبلغ ارتفاع هذه التلال هناك ٣٠-٣٥ قدماً، وتوجد بشكل مجموعات متجاورة، وانحدارات جوانبها غير منتظمة، مرتبطة فى ذلك باتجاهات الرياح وسقوط الأمطار المؤثرة على عملية الإذابة (أبو العز، ١٩٧٦، ص ٢٥٧).



After: Curl, p.805.

منسوب وخطة الكهوف من الداخل

شكل (٦٨)



After: Drew, 1985.

مستويات نحت الكارست والتحول الجوفى للمياه وتكوين الكهوف

شكل (٦٩)

وفى **مرحلة الشيخوخة Old Stage** تصبح أنظمة التصريف السطحى نظمـاً سطحية عادية، حيث تشغل هذه المجارى مواضعاً منخفضة، وتحيط بها مسطحات أرضية منخفضة نسبياً تفصل بينها مناطق مرتفعة، أشبه بمناطق أو أراضى ما بين الأودية وتقوم بدور مناطق تقسيم المياه، وتنصرف المياه إلى المنخفضات المتراصة لتكون بذلك النظم النهرية المنفصلة، وينتشر الصخر غير المنفذ للمياه مشكلاً هـذه المناطق المرتفعة وعلى مناسيب أعلى من التلال المتخلفة عن النحت والتى توجـد فى قيعان المنخفضات.

وفى محاولة أجراهـا كيمرلـى وتـوى Kemmerly & Towe, 1978, p.359 لمعرفة معدل نحت وتوسيع هذه المنخفضات بمنـاطق الكارسـت فـى مقاطعـة مونتجومرى بولاية تنسى وجدا أن ذلك يرتبط بنوع الصخور بدرجة أساسية. فـإذا كانت الصخور مكونة من مادة اللويس (وهى التربة الناعمة) التى تماسـكت فـإن معدل التوسيع يبلغ ٠,٤م٢/ السنة، ويزيد المعدل فى الصخور الطينية إلى ٠,٧م٢/ السنة، بينما يصبح أكبر من ذلك فى الصخور الطميية Silty حيث يكون ١,٠٤م٢/ السنة، ولذلك فإن معدل النمو المساحى لها يبلغ ٤٠، ٧٠، ١٠٠م٢ كل قـرن مـن الزمان على التوالى، وانتهيا بذلك إلى أن عمر هذه الملامح الكارستية يرجع إلـى ٢٥٠٠٠- ٦٥٠٠٠ سنة ماضية قبل الميلاد، وأن شكل هذه الملامح يكون بيضاوياً.

الكهوف Caverns :

تمثل الكهوف ملامحاً جيومورفولوجية تنتج عن عمليات الإذابة بفعل تحـول المياه من مياه سطحية إلى مياه باطنية مؤثرة على الـصخور الجيريـة خاصـة. وتظهر الكهوف فى معظم البيئات، فهى توجد فى البيئة المطيرة خاصة العـروض الاستوائية والمدارية نتيجة غزارة الأمطار وتأثيرها فى التجوية الكيميائية للصخور الجيرية. كما توجد الكهوف فى الصحارى والبيئات الجافـة الآن نتيجـة تعـرض مناطقها لأمطار فى الماضى خلال عصر البليستوسين ومنها تلك الكهوف الموجودة فى صحارى غرب وجنوب غرب الولايات المتحدة، وتلك الموجودة فى الصحراء

الشرقية والغربية فى مصر وفى شرق القاهرة فى منطقة المقطم.

وهناك عدة عناصر للكهوف منها فتحة الكهف والتى اما أن تكون رأسية فوق الكهف أو مائلة وتظهر على أحد جوانب الكهف. وتعمل المياه دائماً والمتسربة من أعلى إلى أسفل على إذابة المكونات الجيرية مكونة بذلك مظاهر وأشكالاً جيومورفولوجية دقيقة داخل الكهف، ومنها تجويف الكهف نفسه الذى غالباً ما يأخذ شكلاً غير منتظم، وقد يتأثر بملامح بنائية تساعد على سرعة الذوبان فى مواضع الضعف فيأخذ الكهف بذلك شكلاً مستطيلاً.

وفى داخل الكهف نفسه تتساقط قطرات المياه من أعلى إلى أسفل وهى تحمل المواد الصخرية المذابة وبالتالى يحدث نوع من تركيز المواد الذائبة وتتجمع أسفل الكهف، وتتراكم المواد الصلبة، وتنمو بشكل رأسى مكونة بذلك أعمدة من مادة كربونات الكالسيوم وتنمو بشكل رأسى من أسفل إلى أعلى أى من قاع الكهف وبالاتجاه لأعلى وتعرف باسم الصواعد (الستلاجمايت Stalagmite). وقد يكون تركيز المواد الجيرية المحمولة فى شكل مذاب أعلى من حجم المياه التى تحملها وبالتالى يصبح نمو الأعمدة الجيرية بالكهف – تمتد من أعلى سقف الكهف وبالإتجاه نحو قاع الكهف وتعرف هنا بالأعمدة الهابطة والتى تميل إلى النمو الأفقى – فى سقف الكهف أيضاً وتعرف بالستالاكتيت Stalactites (أبو العز، ١٩٧٦، ص ص ٢٥٨-٢٥٩).

وقد وجد فى كهف انجلبروج Ingleborough فى جبال أبنين أن معدلات نمو الأعمدة الهابطة فى الكهوف بلغت ٧,٤٩ ملليمتر/ السنة أو ٧٦سم/ لكل قرن واحد من الزمان وهو رقم يبدو أنه أكثر من المتوقع وان كان يبدو ان معدلات النمو كانت أكثر فى الماضى بسبب زيادة الرطوبة (Monkhouse 1971, p.124).

ومن نماذج الكهوف : كهف كارلسباد Carls حيث لوحظ به أن مدخل الكهف من أعلى، والمسافة بين مدخله والقاع ٣٠٠ قدم ويتعمق ١٠٠٠ قدم فى حافة

اتساعها ١,٢٥ ميل، وارتفاعها ٤٠٠-٦٠٠ قدم.

وتوجد عدة كهوف أخرى فى جواديلوب فى نيومكسيكو بالولايات المتحدة مثل كهف كوتونوود، وكهوف بلاك وهيدن، ومودجيت.

تأثير عملية الاذابة فى تكوين الكهوف :

تتسرب المياه السطحية الناتجة عن الأمطار فى التربة والتى تقوم بنحت ١٠% فقط من قدرتها على نحت السطح وما تحت السطح، ثم تتسرب نحو الباطن إلى التربة السفلى، وحينما تصل إلى الطبقات الصخرية فإنها تقوم بإذابة الصخور الجيرية التى تمثل الصخور الأصلية للمنطقة والواقعة أسفل التربة والتى يبلغ سمكها ما بين ٥-١٠ أمتار وفى هذا النطاق تكون فعالية المياه فى النحت السفلى اكبر ما يمكن؛ لأنها لم تتشبع من الطبقة الواقعة أعلى منها، ولذا فإن قدرتها على النحت تزيد وتصل إلى ٥٨% من القدرة الكلية للنحت من أعلى إلى أسفل.

وحينما تبلغ المياه الجوفية أعماق أكبر من ١٠ أمتار وحتى ١٠٠ متر تزيد قدرتها على النحت إلى ٣٢% من النحت الكلى، وفى النهاية تتراكم المياه أسفل هذا المنسوب وبذلك يمكن للمياه إزالة الصخر نهائياً نتيجة زيادة قدراتها على الإذابة، وبذلك توجد التجويفات السفلى ويبدأ تكوين نظام الكهف، ويظهر ذلك فى شكل(٦٩) الذى يوضح التوزيع الرأسى لنحت الصخور الجيرية فى تلال مندِب، فى سومرست بانجلترا.

أودية الكارست Karst Valleys :

تعتبر الأودية من الأشكال الرئيسية الناتجة عن العمليات الكارستية والنحت المائى الجوفى خاصة فى مناطق الصخور الجيرية، وغالباً تتبع مجارى هذه الأودية كثيراً من الشقوق والفواصل وتكون بمساعدتها شبكة التصريف. وقد تكون مجارى هذه الأودية موسمية الجريان. وتبدأ المياه فى تشكيل مجرى مائى ضحل

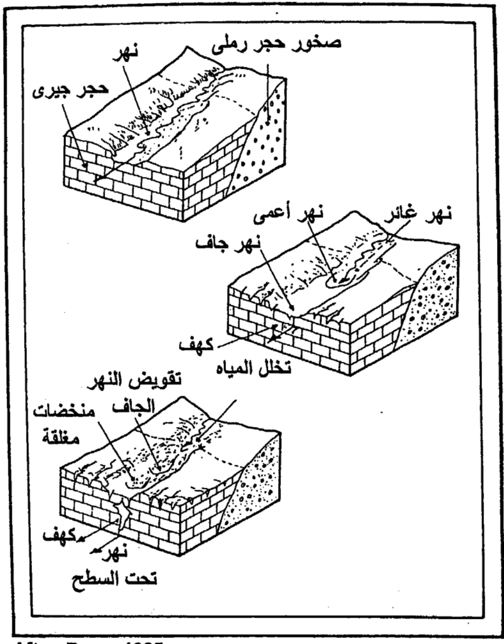
مكونة بذلك وادياً، وتقطّع المنطقة بمجموعة من الأودية كما هو الحال فى منطقـة كوسسس جنوبى فرنسا الهضبية (١٥) التى تقطعها مجموعة أنهار مثل لـوت Lot وتارن Tarn وجونت Jonte والتى تتعمق بمقدار ٣٠٠-٥٠٠ متر فـى الـصخور الجيرية.

وفى المرحلة التالية يعمل النهر على تعميق وتوسيع المجـرى نـسبياً، وان كانت عملية التعميق تفوق عملية التوسيـع بسبـب مساعـدة العوامـل البنائيـة حـيـث توجـد فواصل لها امتداد رأسى فى الصخور الجيرية شكل (٧١). وقـد تتحول أجزاء من نهايات المجرى إلى جريان باطنى بينما أعالى المجرى وقطاعه الأوسط يكون فيه الجريان سطحياً، وبذلك تبدأ عملية تكوين الكهف حيث تتصرف المياه بشكل جوفى ويعرف بـ Phreatic cave. كما فى شكل (٧٠) و(٧١).

وفى المرحلة الثالثة والأخيرة يتقطع المجرى وتصبح قطاعات كثيـرة منـه مجزأة إلى أودية جافة منعزلة تكون ملامح منخفضات مغلقـة، ومنعزلـة أيـضاً، ويقتصر المجرى على الجزء العلوى منه فقط، ويتسع الكهف الذى سبق تكونه. وقد لوحظت مثل هذه الأودية الجافة فى المناطق الكارستية فى كل أنـواع الـصخور الجيرية، وفى كل النطاقات المناخية (Drew, 1985, p.41).

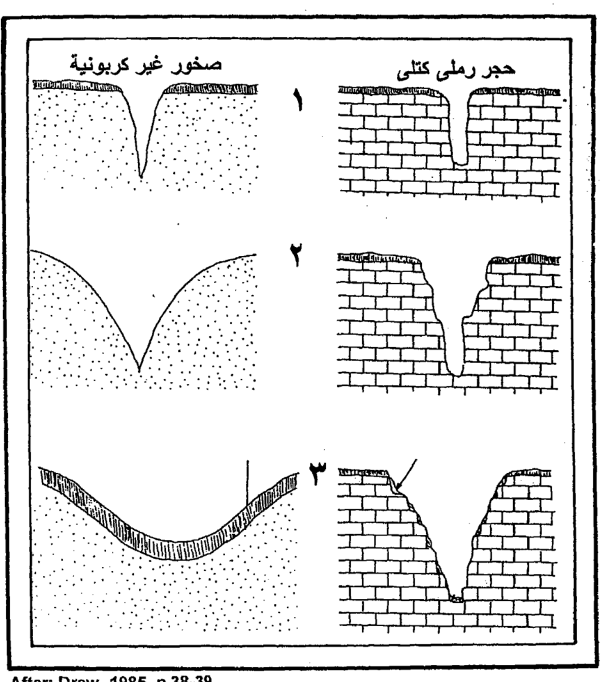
الكبارى الطبيعية natural bridges :

هى شكل من أشكال النحت فى الصخور الجيرية، كونته المياه الجوفية، حيث يتم نحت الصخور بفعل مجرى مائى سطحى، وسـرعان مـا يتحـول الجريـان السطحى إلى جريان جوفى فينحت المجرى الصخور السفلى ويترك الأعلى منهـا فوق المجرى لتقف بمثابة كوبرى صخرى يعلو المجرى المـائى. وتتكـون هـذه الكبارى نتيجة إذابة الصخور على طول امتداد السطوح المـستوية فـى الأقـاليم الجيرية.



After: Drew, 1985.

مراحل تطور أودية الكارست
شكل (٧٠)



After: Drew, 1985, p.38-39.

مراحل تطور المقاطع العرضية لأودية الكارست فى صخور غير جيرية
شكل (٧١)

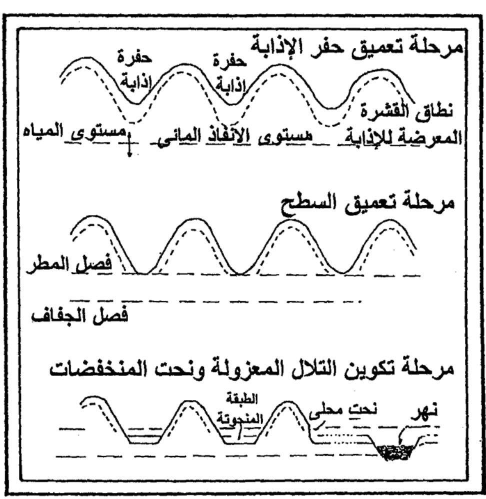
ومن أشهر الكبارى الطبيعية فى العالم تلك الموجودة فى ولاية فرجينيا. وتمر الكبارى الطبيعية بمراحل تطورية لكى يتشكل هذا المظهر. ففى البداية تتدفق المجارى المائية فوق هضبة جيرية، وفى هذه الأثناء يحدث أن يفقد النهر جزء من مجراه بسبب تسرب جزء من حجم المياه المتدفقة والتى تتسرب فى الشقوق، وتسير فى هذه الحالة مع أسطح الطبقات السفلى على عمق أكبر أو أصغر تحت السطح. وتأتى المرحلة الثالثة والأخيرة حيث يتم إزالة معظم الهضبة بفعل عمليات النحت والإذابة، ويتخلف عن النحت بقايا تمثل شكل الكوبرى والتى كانت تمر المياه من أسفلها، ويبدو فى هيئة قوس صخرى أو نفق (Lobeck, 1939, p.139). وتعتمد طبيعة الكبارى على مقدار النحت وكميته، ومعدلات تجوية الجوانب السفلى للقوس. وقد يحدث أحياناً أن يتكون الكوبرى الصخرى نتيجة انهيار سقف أحد الكهوف وتتخلف أجزاء معلقة تشكل مظهر الكوبرى مثلما حدث فى كهف الماموث فى ولاية كنتكى فى الشمال الشرقى بالولايات المتحدة.

مخاريط الكارست Cone Karst :

تمر تلال الكارست أو مخاريط الكارست بمراحل جيومورفولوجية تطورية، حيث يكون السطح فى البداية مكوناً من الصخور الجيرية التى تتسم بوجود مجموعة الفواصل المحلية والإقليمية، والتى تكون متقاطعة مع بعضها وتعطينا هيئة الشبكة، وتمثل هذه المواضع بدايات نحت المياه بشكل مركز، شكل (٧٢)، (٧٣).

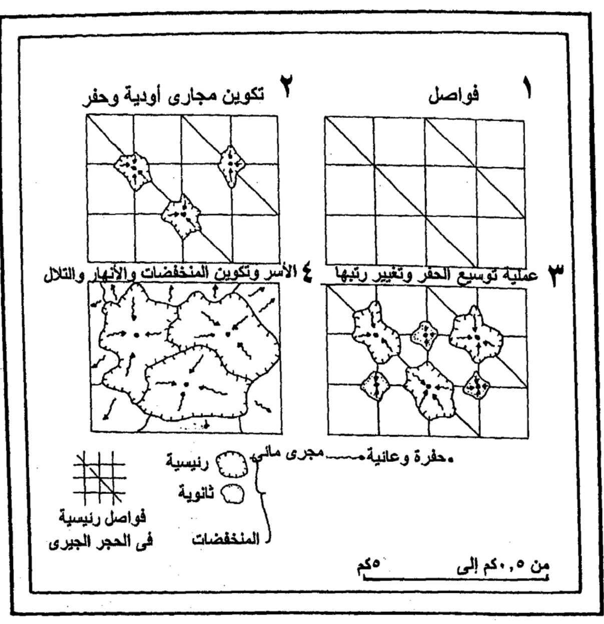
وحينما تبدأ عملية النحت فى مواضع تقاطع الفواصل والشقوق تتسع هذه الشقوق بفعل عملية الإذابة وتكون نوايات لمنخفضات صغيرة، وتنتظم الصورة التوزيعية لهذه المنخفضات الحديثة المولدة على طول محاور الشقوق والفواصل.

وفى المرحلة الثانية يحدث نوع من التوسيع والتعميق وتتسع الحفر بين التلال Cockpits وتتطور بحيث تقل تدريجياً المساحة التى تفصل بينها بسبب نحت الأخاديد Gullies للصخور وتراجع الحافات واقتراب حدود المنخفضات من بعضها البعض وزيادة اتساعها.



After: Small, 1985, p.48.

مراحل تطور التلال الكارستية والحفر(مقطع جانبى)
شكل (٧٢)



After: Drew, 1985, p.50.

مراحل تطور المخاريط المغلقة
شكل (٧٣)

أما فى المرحلة الثالثة فإن المنخفضات الكبرى تاسر المنخفضات الصغرى وتصبح هناك أجزاء من الحفر بين التلال Cockpits غير المنتظمة وقد انفصلت عن بعضها البعض عن طريق مجموعة من التلال المخروطية المتخلفة عن عملية النحت (Drew, 1985, p.50) كما فى شكل (٧٢).

العلاقة بين قطر وارتفاع التلال الكارستية :

تم تصنيف التلال من حيث نشأة الشكل فى العروض المدارية حسب العلاقة بين القطر والارتفاع، وذلك بقسمة قطر التل على مقدار ارتفاع التل حسب نتائج الدراسة التى توصل إليها داى Day عام ١٩٧٦ فى بورتوريكو ووجد أنه يمكن تقسيمها إلى أربعة أنواع:

(١) نوع يانجشو Yangshus ويبلغ معامل القطر/ الارتفاع قيمة أقل من ١,٥.

(٢) نوع أورجانوس Organos ويبلغ معامل القطر / الارتفاغ قيمة من ١,٥ – ٣

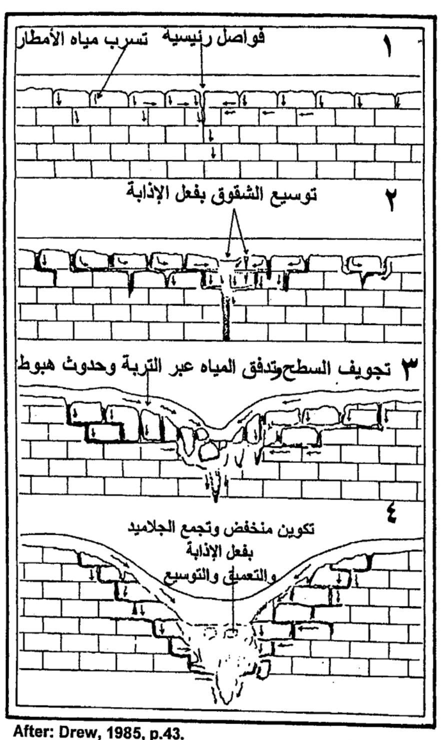
(٣) نوع سيو Sewu ويبلغ معامل القطر/ الارتفاع من ٣–٨ ويلاحظ أن هذا النوع هو أكثر سيادة ويمثل ٧٨% من جملة التلال.

(٤) نوع توال Tual وتزيد قيمة معامل القطر عن ٨.

المنخفضات الكارستية :

تمر المنخفضات بمراحل تطورية، حيث يمكن تتبعها، ففى **البداية** تتم إذابة الصخور الجيرية الواقعة أسفل التربة عن طريق تسرب مياه الأمطار إلى الباطن، متخللة الفواصل، ويتم إذابة المواضع المتشققة فى أعلى الطبقة، وحدوث إذابة بشكل رأسى وبشكل أعمق في المواضع التى توجد بها فواصل كبيرة، وتكون معظم المواضع التى يحدث بها تسرب للمياه فى أعلى الطبقة الصخرية العليا.

وفى **المرحلة الثانية** تتسع الشقوق وتزيد مواضع النحت وبالتالى يزيد حجم المياه المتسربة أيضاً، مما يزيد فعالية عمليات الإذابة وتقويض الصخر السفلى وانتقال العملية إلى طبقات صخرية أعمق منها وتبدأ فى حدوث إذابة مثلما حدث فى المرحلة السابقة.



After: Drew, 1985, p.43.

مراحل تكوين المنخفضات المغلقة

شكل (٧٤)

أما فى المرحلة الثالثة فتحدث تجويفات فى أسطح الصخر فى الطبقة العليا نتيجة إزالة جزء كبير منها عن طريق اذابة الصخور ويبدأ السطح فى صورة مقعرة وتكون هذه البداية الحقيقة لتكوين المنخفض الكارستى.

وفى المرحلة الأخيرة تتسرب المياه بشكل رأسى من جهة ونحو قاع المنخفض من جهة، فيشتد تركزها وتركز عملياتها مما يعمل على توسيع وتعميق المنخفض، وهنا يأخذ المنخفض شكله المقعر إلى أعلى، وتبدو أخفض أجزائه فى المنتصف، ويصبح قاعه شبه مستوى نتيجة عمليات التوسيع الجانبى التى تحدث للصخور المحددة للمنخفض، كما فى شكل (٧٤).

مراحل تطور المنخفضات الكارستية المغلقة أفقياً ورتبها :

وقد درسها ويليام Willams, 1972, pp. 788-790 من خلال دراسته لنحو ١٢٢٨ منخفضاً كارستيا إلى أن هناك منخفضات محدوة تأخذ الرتبة صفر، وأخرى تمثل منخفضات من الرتبة ١، أو ٢، أو ٣. ففى البداية تكون المنطقة مقطعة بشبكة من خطوط الفواصل، والتى تتخيرها المياه لبدأ نشاطها فى عمليات النحت والإذابة. وأن مناطق تقاطع الفواصل تزداد تدريجياً وفى فترة زمنية قصيرة تبدأ عملية تكوين المنخفضات الكارستية، وتكون صغيرة، وهى من الرتبة الأولى، ولا تستمر فترة طويلة، كما تنمو منخفضات صغيرة فى مرحلة جنينية فوق السطح الأولى فى وسط المناطق المقطعة بالفواصل، وتعرف بمضلعات الكارست Polygonal karșt ويظهر ذلك فى شكل (٧٥).

وتنمو المنخفضات وتتطور عن طريق أسر المنخفضات الأكبر للمنخفضات الجنينية الأصغر، وتصبح الأرض مجزأة ومقطعة تماماً، وتكون صغيرة، وهى من الرتبة الأولى، ويتم تكون تجويفات Cells من المضلعات الكارستية المشكلة، وتتسم بالتوازن فى الأبعاد فيما بينهما.

وفى المرحلة الثالثة يحدث انهيار للمنخفضات االكبيرة وتتكسر إلى وحدات

أصغر، وينقسم بذلك السطح إلى أحجام عديدة ومحددة المعالم، وتصبح المنخفضات هنا من الرتبة الثالثة.

أبراج الكارست Karst Towers :

هى عبارة عن ملامح مميزة لمناطق نشأة ووجود الكارست، ويتطلب لتكونها ضرورة وجود صخور من الحجر الجيرى تتميز بالتوافق وعدم وجود طبقات من أنواع أخرى من الصخور الرسوبية. وتبدو الأبراج فى هيئة أقماع صخرية تشبه أبراج الحمام، ولها من الطول الكبير المرتفع لأعلى أكثر مما لها من مسافة القطر، وقد سجل هذا الملمح فى جزيرة بالاوان فى الفلبين.

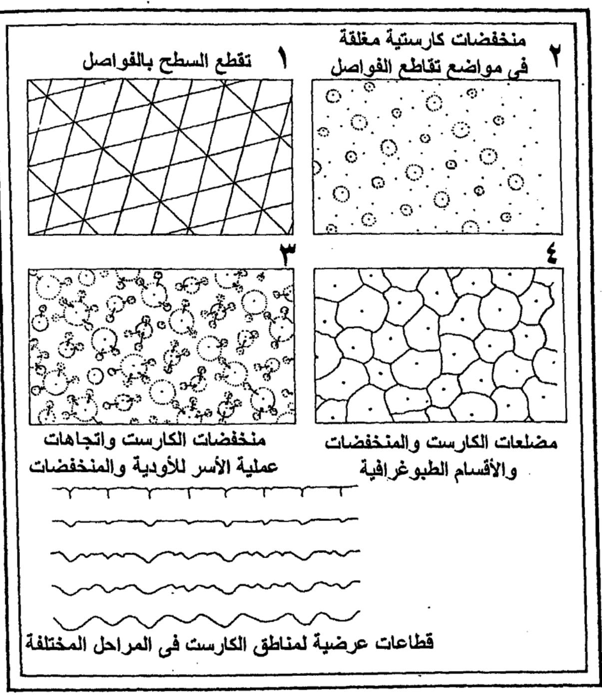
وتمر الأبراج بعدة مراحل فى تطورها، ويتوقف ذلك على طبيعة ميل الصخور الجيرية، فإذا كان الصخر مائلاً فى اتجاه اقليمى عام فيما يشبه الكويستا نتيجة لتعرض المنطقة لحركة باطنية فإنها تمر بمرحلتين فقط حتى تتكون، وإذا كانت طبوغرافية المنطقة مستوية أساساً فإنها تمر باربع مراحل، ويمكن توضيح الحالتين، شكل (٧٦).

مراحل تطورها فى الصخور المائلة :

تمر الأبراج الصخرية فى حالة الطبقات المائلة بمرحلتين من مراحل التطور، وتتمثل الأولى فى وجود صخور شديدة إلى متوسطة الإنحدار بحيث تتراوح درجة إنحدارها ما بين ١٠° –٢٥°. وفى حالة سقوط الأمطار تبدأ عمليات الإذابة بشكل رأسى تدريجياً، مما يؤدى فى النهاية إلى تغير تدريجى لظاهر الصخر من الحالة الكتلية إلى صورة مقطعة، يتخلف عنها أبراج صخرية معزولة عن بعضها البعض وهى المرحلة الثانية لتطور الأبراج، وتعطينا مظهراً طبوغرافياً متميزاً، ويتم تقويض كل الأبراج فى هذه المرحلة فى فترة زمنية واحدة شكل (٧٦–أ).

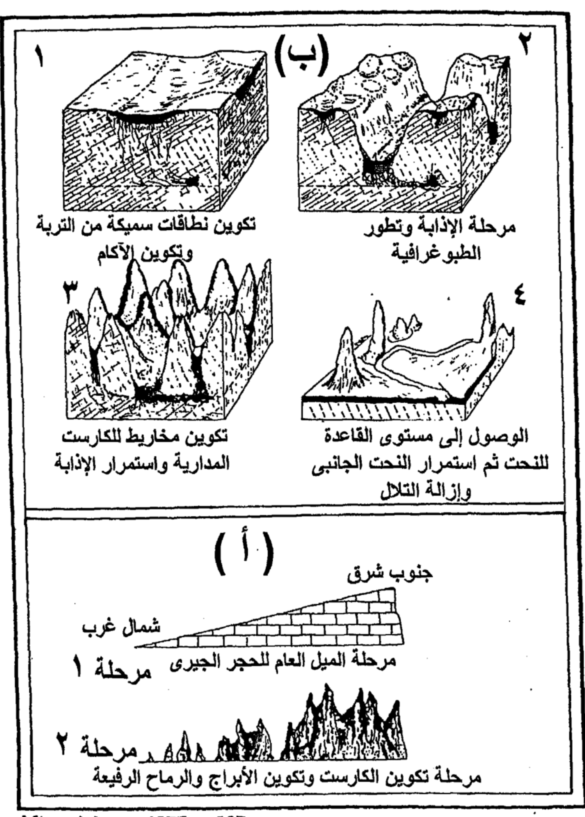
مراحل تطورها فى الطبوغرافيا المستوية :

تمر الأبراج الصخرية التى تتطور فى مناطق الكارست خاصة فى المناطق



After: Williams, 1972, p.789.

نموذج لتطور مضلعات الكارست فى نيو غينيا
شكل (٧٥)



After: Jakucs, 1977, p.307.

كيفية تطور وتكوين أبراج الكارست

شكل (٧٦)

المدارية التى تتسم بالصخور الجيرية المستوية السطح بأربع مراحل جيومورفولوجية والتى ذكرها جاكوس Jakucs عام ١٩٧٧ وأوردها تولسا وماكاتى (Tulsa & Makati, 1980, p.306) فى دراسته عن خصائص طبوغرافية الكارست فى جزيرة بالاوان إحدى جزر الفلبين شكل (٧٦-ب).

ففى المرحلة الأولى تبدأ الأمطار فى تفكيك وإذابة الطبقة الصخرية السطحية، فتتكون بذلك طبقة مفككة على السطح تمثل غطاء للتربة، ولا يتعدى عمق تأثير الإذابة أمتار قليلة، وتتسرب المياه إلى الباطن أو تتبخر كميات كبيرة منها. وتظهر فى هذه المرحلة بعض المواضع ذات هيئة مموجة نتيجة عمليات الإذابة وتظهر بذلك الروابى hummocks وتستقر المياه عند عمق محدد يعرف بمستوى قاعدة النحت base level of erosion.

وفى المرحلة الثانية تستمر عمليات الإذابة وتخفيض السطح بدرجة كبيرة فى المواضع أسفل غطاء التربة، وتتكون مظاهر طبوغرافية مميزة، حيث تظهر الكدوات والاكام بشكل أكثر انتشاراً، وتتم إذابة مواضع رئيسية فى السطح بشكل متعمق وتمثل بدايات لتقطيع السطح إلى كتل كبيرة منفصلة، تسود على أسطحها بداية قمم صغيرة مصقولة ذو هيئة دائرية أو شبه دائرية تحدد مواضع تكّون الأبراج فى كل كتلة كبيرة، ويظل مستوى الماء الجوفى فى نفس مستوى قاعدة النحت الذى وصل إليه فى المرحلة السابقة.

وباستمرار عملية إذابة الصخور يتطور السطح وتتم إزالة كميات كبيرة من السطح بحيث يتخلف عن النحت قمم مخروطية جوانبها شديدة جداً فى الانحدار حيث يلعب النبات المدارى والمطر الغزير دوراً مؤثراً فى تكونها وفى تباينها، ويصل ارتفاع هذه الأبراج إلى مئات الأمتار، وقد يبلغ الارتفاع ٢٥متراً، وقطرها ١-٢ متر فقط، كما يتميز السطح بوجود أشكال بنائية أصغر ناتجة عن الإذابة

تعرف بـــ Karren [*] ويظهر هنا الملمح الجيومورفولوجى للكارست والذى يعرف فى أفريقيا باسم assegais أى الرماح الرفيعة وهى عبارة عـــن حافـــات مجـــارى الكارست أو lapie وهى كبيرة جدا وتتكون نتيجة تضافر الاذابة فى حفر الاذابـــة المندمجة والأودية الطولية على طول امتداد الحوائط التى تتخلف بين حفر الإذابـــة وهى تأخذ شكلاً مثلثياً أو شكل المعين فى مواضع القطاعات ذات الأبراج المستدقة التى تشبه الرماح (Tulsa & Makati, 1980, p.307) ويصل تخفيض الـــسطح إلـــى مستوى النحت فى المرحلة السابقة ويتعداه بالنحت بالإتجاه إلى أسفل.

وفى المرحلة الرابعة تحدث عمليات النحت الجانبى لهذه الأبراج بسبب كثافة المطر والجريان المائى السطحى، ويتم تخفيض ارتفاعات الابراج وتـــصبح أقـــل ارتفاعاً، وتتم ازالة أعداد منها وبالتالى يقل عددها، ويستوى السطح فـــى معظـــم أجزائه، وما تبقى من أبراج بعضها يكون فى مرحلة التخفيض والإزالة والـــبعض الآخر يكون قد تحول إلى ما يشبه مجرد بروز صخرى بارتفـــاع أمتـــار قليلـــة، وتتباعد المسافة بين هذه الأبراج المتخلفة.

---

[*] الكارن Karren مفردها karre وهى مجارى وقنوات عمقها بضع بوصـــت نـــشأت بالتجويـــة والتحلل الكيمائى فىمناطق الكارست وهو لفظ المانى.

الفصل التاسع

التعرية الجليدية

التعرية الجليدية

يعتبر الجليد ضمن العوامل الرئيسية ذات التأثير فى سـطح الأرض، حيـث يمارس نشاطه سواء فى عمليات النحت أو عمليات الإرسـاب، وإن كـان يتميـز بسيادة نشاطه فى نطاقات محددة تقتصر على العروض القطبية الباردة كمـا فـى شمال كندا وألسكا والجزر الشمالية مثل أيسلندة وجرينلند وشمال اسكنديناوة وشمال سيبيريا والأطراف الجنوبية من أمريكا الجنوبية والقارة القطبية الجنوبية. كما أنـه يتميز بظهور نشاطه فى التعرية فوق الجبال فى المناطق الواقعة فوق خـط الـثلج الدائم كما فى جبال الألب وجبال البرانس، والجزر البريطانيـة وجبـال روكـى والسلاسل الغربية الساحلية غرب أمريكـا الـشمالية، وجبـال أورال، وجبـال الإنديـز.

ويمارس الجليد نشاطه فى عمليات التعرية باستخدام عمليتـين همـا البـرى abriation والتكسير والالتقاط plucking. فبعض المعادن تكون لينـة، ويـصبح الصخر فى صورة مجواه ويسهل برى السطح إذا كانت شـرائح الجليـد شـديدة البرودة فوق السطح. ونظراً لشدة الرياح فى المناطق الثلجية فإنهـا تكـون لـديها القدرة على دفع الشظايا الجليدية فتصطدم بالصخور وتعمل على صقل الـصخور، وهى فى هذا تشبه نشاط الرمال فى برى الصخور فى الصحارى.

أما العملية الثانية فهى عن طريـق الهـدم والتكـسير والالتقـاط pluking الميكانيكى للصخور، ويحدث ذلك حينما ترتفع درجة الحرارة نسبياً، فتذوب بعض الكتل الجليدية الموجودة على السطح وتتدفق مياهها بين الشقوق الجليدية وتصل إلى أسفل الجليد ويعاد تجمدها ويزيد ضغطها على الـسطح. كمـا أن الـصخور ذات الشقوق يمكن للجليد أن يحولها إلى طبقة متجمدة regelation وتحملها الثلاجـات إلى مناطق بعيدة، ويطلق على هذه العملية بالهدم والتكسير بفعل الجليـد Glacial

plucking، ويدفع دائماً بالأجزاء التى هشمها الجليد فيما رواء العقبات التى تقابل الجليد أثناء حركته، ويلاحظ أن هذه العملية أكثر فعالية من عملية البرى.

أشكال النحت الجليدى

(١) الوادى الجليدى Glacier :

الأودية الجليدية هى عبارة عن المجارى التى يحفرها الجليد لنفسه من بداية تحركه من الثلاجات أو من أعلى المرتفعات حتى نهاية ذوبانه على اليابس أو حتى يصل إلى مستوى سطح البحر مكوناً أشكال الفيوردات على السواحل، وتمثل الفجوة المنحوتة فى الصخر ويتحرك فيها الجليد فى سرعات بطيئة المجرى الجليدى أو الوادى الجليدى أو المياه بعد ذوبان الجليد.

والمقطع العرضى للوادى الجليدى عادة يكون شكله على هيئة حرف U بعكس المقطع العرضى للأودية النهرية التى تأخذ حرف V أو شكلا مقعراً خفيفاً، أو يكون المقطع فى هيئة مستطيلة

أما الأودية الجليدية المعلقة hanging valleys فإنها تعد أيضاً من اشكال النحت الجليدى. وتظهر هذه الأودية المعلقة إذا ما قام النهر الجليدى الرئيسى بنحت وتعميق مجراه بشكل كبير وقد يساعده على هذا النحت المكثف والتعميق الشديد وقوع مجرى الوادى الجليدى على طول إمتداد مناطق ضعف فى القشرة الأرضية، وهذا يجعل منسوب قيعان الأودية الجليدية التى تمثل الروافد على جانبى الوادى الرئيسى أعلى من قاع المجرى الرئيسى، شكل (٧٧).

ويشير البعض من أمثال Gardwood أن الروافد نشأت أثناء نشأة الأودية، وكانت هذه الأودية الرئيسية عبارة عن أودية فيضية قبل أن تكون أودية جليدية وحينما تحولت وملئت بالجليد اشتد تعميق الجليد للمجرى الرئيسى، وتركت الروافد

على مناسيب أعلى من قاع المجرى الجليد بمقدار كبير، وأصبحت بـذلك بمثابـة أودية معلقة، كما فى شكـــل (٧٧).

(٢) الأحواض الجليدية Troughs :

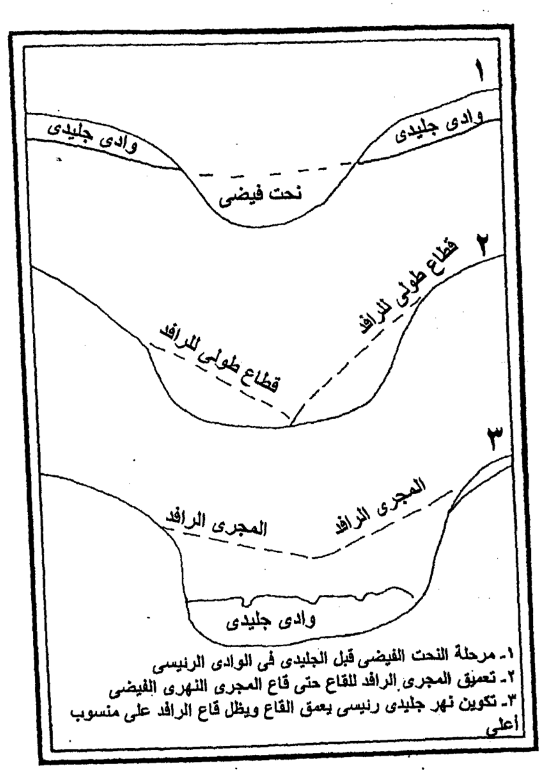
هى إحدى مظاهر النحت، وهى تقترب فى تصنيفها من رتب الأودية الجليدية مع غالبية المظاهر النحتية التى نلاحظها فوق سطح الأرض. ويلاحظ على جبال الألب أنها من أكثر الجبال تقطعاً بالاودية الجليدية لدرجة أنه يطلق على هذا التجمع بشكل عام للأودية الجليدية بها "الطبوغرافيا الألبية"، وتمثل الأحواض الجليدية أحد المركبات الأساسية لأشكال السطح بها.

وهذه الاحواض عبارة عن أودية جليدية سابقة، والتــى يختلـف مقطعهـا العرضى عن المقطع العرضى للأودية النهرية. فالمقطع العرضى للاحواض فــى هيئة تقوس متتابع، وتسود فيه السفوح المقعرة والتى ترتفع من قاع الوادى حتــى نصل إلى الجروف الشديدة الإنحدار فى الاجزاء الصخرية العليــا علــى جــانبى الوادى. أما القطاع الطولى فهو عبارة عن سلسلة من الأحواض المنفــصلة عــن بعضها بصخور صلبة (Bloom., 1979, p.390).

وقد صنف لنتون Linton المنخفضات الجليدية إلى أربعة فئات :

(١) النوع الألبى Alpin trough وهى التى تتغذى إما فى الوقت الحالى أو فى الماضى بتجمعات مناطق ثلجية أو جليدية محيطة برأس وادى ينتصفها. أما الروافد القديمة فقد عدلتها سلسلة الأودية الجليدية فى شكل متقارب والتى تبدو فى مظهر معلــق وفى وضع أعلى من الوادى الرئيسى (Small, 1985, p.384).

(٢) النوع الأيسلندى Icelandic trough ويوجد فى التجمعات الجليدية الكثيفة على هضاب أيسلندا وتصرف جليدها بواسطة مساقط جليدية شديدة الإنحــدار إلــى رءوس أودية تقطع هوامش الهضاب.



مراحل تطور الوادى الجليدى المعلق
شكل (٧٧)

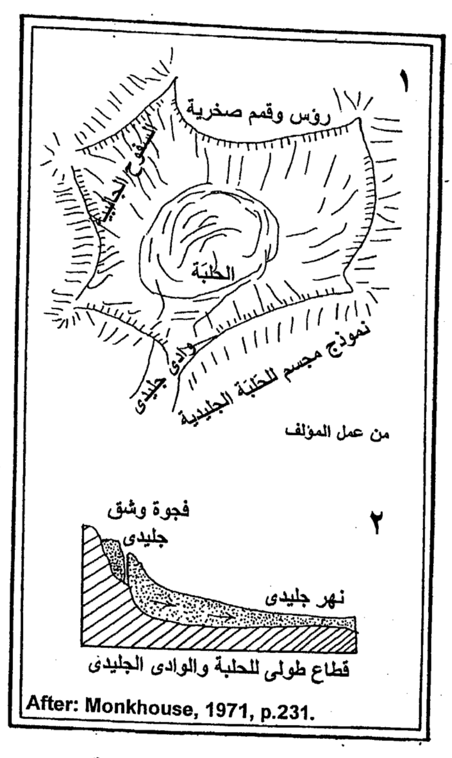
(٣) النوع المركب Composite : وهى تلك المنخفضات التى وجدت قبل أن توجد الأودية النهرية والتى أصبحت تستخدمها الأنهار جزئياً والتى أضيف إليها مجارى أودية جديدة تمثل روافد جليدية والتى نتجت عن النحت الجليدى.

(٤) نوع منخفضات الطفوح Intrusive troughs وهى الأودية التى كونتها الثلاجات ونحتتها فى اتجاه عكس الإنحدارات السابقة لتكون الجليد، خاصة فى المناطق التى كان يتحرك فيها الجليد من أسفل إلى أعلى، أى من الأراضى المنخفضة إلى المرتفعات بحكم صلابة الجليد وما يتعرض له من ضغوط تجعله يتحرك عكس الجاذبية الأرضية وهو فى هذا تشبه الطفح البركانى الذى يتجه عادة من أسفل إلى أعلى.

(٣) الحلبات Cirques :

الحلبات هى لفظ فرنسى، ويعرف فى بريطانيا باسم corrie وفى اللغة الألمانية باسم كار Kar وتوجد الحلبات فى المناطق التى تحدد برءوس المنخفضات فى مناطق تجمع الثلاجة فى الأودية الجليدية المنحوتة وهى ذات رءوس شديدة الإنحدار، وتبدو فى هيئة أحواض شبه دائرية أو ما يعرف بالحلبات cirques. وتحت قاع هذه الحلبة يوجد نشاط مكثف لفعل التجوية بالصقيع وعمليات النحت الثلجى nivation المجاورة للحقل الجليدى بالإضافة إلى خطوط التدفق فى نطاق التجمع الجليدى التى تقوم بحمل الرواسب الصخرية إلى اسفل قاعدة الثلاجة والتى يكون قاعها قد تم تجويته بفعل عمليات البرى المكثف. وتبدو الحلبات دائماً فى هيئة أشكال نحت عميقة فى صورة أحواض، شكل (٧٨).

وقد تتحول الحلبات الجليدية فى النهاية إلى بحيرات جبلية تعرف باسم بحيرة الحلبة tarn، ويحدث هدم لهذه البحيرات الجليدية الجبلية إذا تم نحت الصخور الفاصلة بين الحلبات وبعضها البعض، والتى كانت تمثل حاجزاً صخرياً فيما بينها.



(١) إطار عام للحلبة الجليدية
(٢) قطاع طول للحلبة والوادى الجليدى
شكل (٧٨)

وعادة فإن ثلاجات الحلبة الجليدية تختلف فى سمكها من فصل لآخر، ولاشك أنه يتبع ذلك تغيرات صغيرة فى درجات الحرارة عند منطقة التلامس بين خط حرارة الجليد المتساوى والصخر، فينتج عن ذلك غشاء رقيق من المياه المذابة أثناء الشتاء، بينما تصل كتل الجليد إلى أكبر سمك لها، ويحدث رشح من خلال أية شقوق ثلجية، ويحدث لهذه الكمية الأخيرة تجمداً حينما يخف عنها الضغط، وتؤدى هذه العملية إلى تخفيض قاع الحلبة بمقدار حوالى نصف متر/ كل ٢٠٠ سنة، وهذه المعدل يمكن أن يرجع زمن تكون الحلبة التى يبلغ عمقها ١٠٠٠ متر إلى فترة النشاط الجليدى فى عصر البليستوسين (Embleton & King, 1968, p.209)

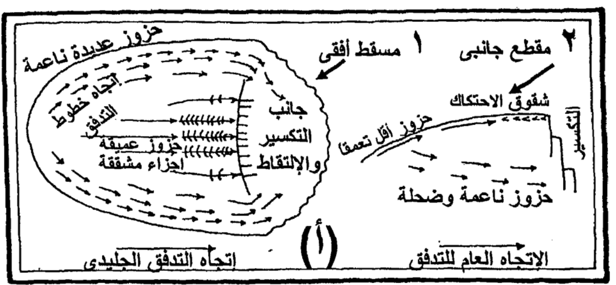
ويرتبط بعملية نحت الحلبات الجليدية، وتخفيض منسوبها، واعطائها هيئة مقعرة للسطح، تخلف الصخور الواقعة على جوانب الحلبات والمحددة لها، والتى تفصل فيما بينها وبين الحلبات الأخرى المجاورة لتقف بمثابة قمم مدببة، تعلو من منتصفها ويشتد انحدار جوانبها بدرجة كبيرة للغاية.

(١) الصخور الغنيمة roche moutonne :

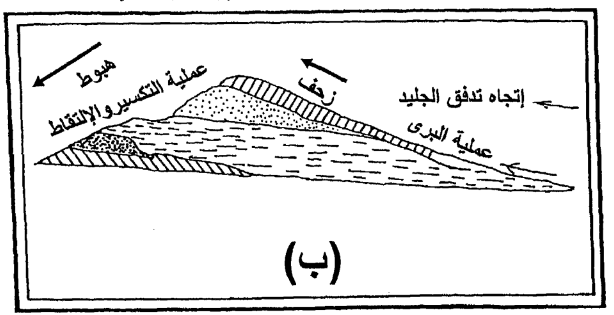
هى مواضع ذات كتل صخرية صلبة ممسوكة فى قاع الوادى الجليدى وتعطى القاع مظهراً غير متجانس الانحدار أو الشكل، وتبدو فى قاعه على هيئة قباب صخرية صغيرة تعرف بظهور الأغنام. وهى تبدو فى هيئة ملساء ناعمة ومصقولة فى الجهة القادم منها الجليد، بينما تكون متكسرة الهيئة فى الجانب الآخر والذى يمثل جانب هبوط للجليد تجاه المصب. وهذه الملامح تقف عامة كدليل للمناطق والجهات التى تقدّم منها الجليد، والمحاور والاتجاهات التى اتخذها الجليد فى حركته، كما يوضحها شكل (٧٩).

الفيوردات Fiords :

هى عبارة عن أذرع من المسطحات المائية البحرية التى تتعمق فى اليابس فى هيئة خليجية طويلة وضيقة، وهذا التعمق المائى البحرى يتوغل فى تضاريس جبلية على سواحل البحار والمحيطات فى البيئة المعتدلة الباردة والباردة.



After: Chorley et al., 1984, p.448.



(أ) مسقط أفقى وأخر جانبى للصخور الغنمية
(ب) كيفية تكوين الجليد للصخور الغنمية
شكل (٧٩)

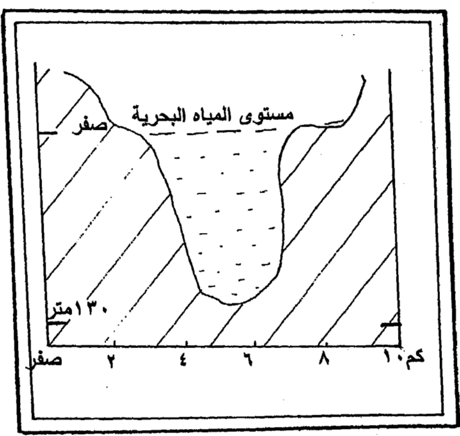
وتتوزع الفيوردات على السواحل شمال شرق كندا ونيوفوندلانــد والنــرويج وأيسلندا وجزيرة جرينلند وجنوب غرب شيلى والجزر الواقعــة جنــوب أمريكــا الجنوبية مثل تيرادل فيجو، وشبه جزيرة السكا شمال غرب أمريكا الشمالية.

وقد بدأ تكون الفيوردات حينما تجمعت الكتل الجليدية فوق اليابس وبدأ تكون الفترات الجليدية Glacial periods فى عصر البليستوسين والتى حدثت أربع مرات وفيما بين كل فترتين جليديتين كانت توجد فترة دفئ. وفى أثناء الفتــرة الجليديــة كانت تحتبس المياه ولا تعود إلى المحيطات، وبالتدريج هبط مستوى البحر إلى نحو ١٣٠مترا. وقد اندفعت الأودية الجليديــة عــبر الجــزء المكــشوف مــن قــاع البحــر للوصول إلى مستوى القاعدة وهو مستوى سطح البحر الذى كان منخفضا، فعملت على نحت أجزاء وشكلت مجارى، وحينما عاد البحر وارتفع مستواه إلــى الوضع الحالى غمرت مياه البحر هــذه الأوديــة المنحوتــة وأصــبحت مظهــراً جيومورفولوجياً يعرف بالفيورد، شكل (٨٠).

أشكال الارساب الجليدى

(١) الركام الجليدى : كلمة "moraine" هى كلمة قديمة استخدمها الفلاحــين فــى جبال الألب فى فرنسا فى القرن الثامن عشر وأطلقوها على ضــفاف الأرض وعلى الأحجار والتى دخلت تدريجياً إلى الدراسات الخاصــة بجبــال الألــب وأصبحت مصطلحاً شائعاً (monkhouse, 1971, p.223).

ويطلق على كل الرواسب التى يحملها الجليد اسم الركام الجليدى، ولكنه يأخذ مسميات مختلفة حسب موقع هذا الركام بالنسبة لحركة الجليد، بحيث إذا وجدت هذه الرواسب المفككة على جوانب الجليد المتحرك عرفت باسم الركام الجانبى Lateral morains وهى عبارة عن الركام التى يتزود بها الجليد والنــاتج عــن التجويــة الميكانيكية لجوانب الجليد المتحرك.



After: Embleton & king, 1968.

قطاع عرضى فى أحد القيودات فى النرويج وسط فيورد سوجنى

شكل (٨٠)

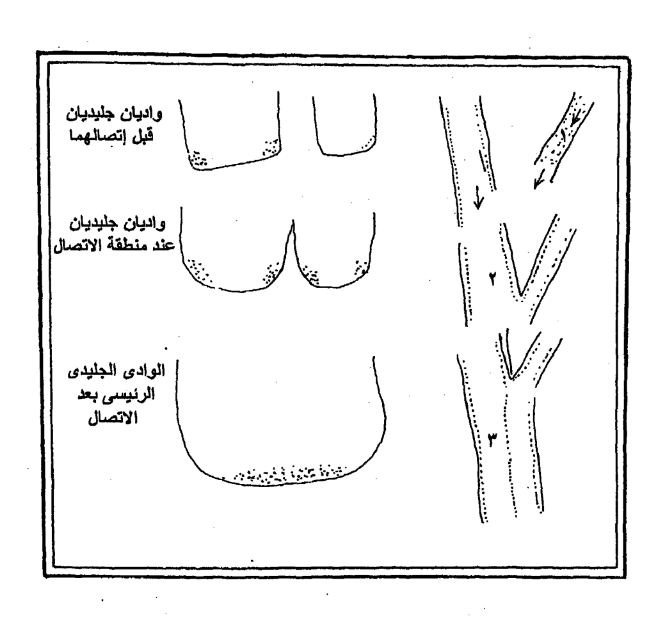
وإذا كانت الركامات تقع فى منتصف مجرى الجليد المتحرك فى وادى جليدى عرفت باسم الركام الأوسط medial morains ، وغالباً ما يقع أسفل الجزء الأوسط للوادى الجليدى، خاصة إذا تلاقى واديان جليديان واندمجا فإن الركام الجانبى لكلا الواديين يتحدا مع بعضهما فى وسط المجرى الأكبر ويصبح الركام فى هذه الحالة ركاماً وسطاً كما يوضحه شكل (٨١) وكلما تلاقت الركامات الجانبية عند التقاء الأودية الجليدية فإن الرواسب الجانبية تتحول إلى ركام أوسط وتتعرض لعمليات سحق وتفتت فتزداد نعومة ويصغر حجم رواسبها بفعل برى الجليد وتفتيته لها.

الركام النهائى terminal morians :

الركام الجليدى هو الذى يوجد عند نهايات حركة الجليد خاصة فى الأودية الجليدية، ولذا فهو يحدد مواضع الـ التعرج والانحناء فى تقدم وتراجع الجليد. ويتكون هذا الركام جزئياً بسبب هبوط الرواسب والشظايا الصخرية من أمام مقدمة الجليد، وأيضاً بسبب تراكم الركام أو الرواسب الأمامية الواقعة أمام الرواسب أسفل الجليد النهائى (نهايات الجليد الذى يتسم بقلة السمك (Tarr, 1927, p.224).

(٢) تلال الجليد drumlines :

تلال الجليد رواسب تراكمت بفعل الجليد اثناء حركته وزحفه وشكلها مستطيل، وذات شكل مدبب مسحوب من أحد أطرافه فيما يشبه الكثيب الرملى فى ملامحه العامة، ولذلك قد يطلق عليها الكثبان الجليدية أيضاً، والشكل المسحوب أو المستدق يكسبها هيئة تشبه هيئة الياردانج التى تكون مسحوبة فى اتجاه منصرف الرياح ويشير إلى أن الجزء المستدق فى هذه التلال الجليدية يـدّل على اتجاه منصرف الجليد، بينما الجزء الأعلى والأشد انحداراً يكون فى الجهة القادم منها الجليد، شكل (٨٢).



الركامات الجليدية فى المواضع المختلفة للأودية الجليدية

شكل (٨١)

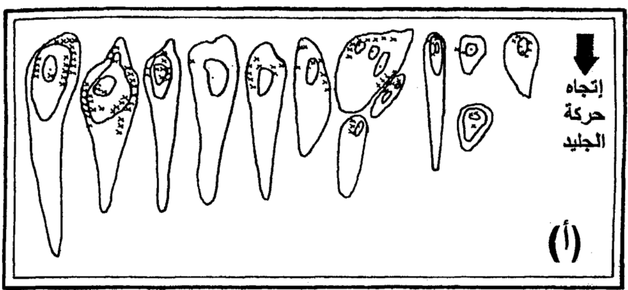
ومن أمثلة التلال التى كونها الجليد تلك التى كونتها غطاءات الجليد، ويتضح ذلك إذا عرفنا أن معظم التلال تبدأ فى التكون إذا كان الغطاء الجليدى مكثف بشكل واضح. وتتطابق التلال الجليدية تماماً مع قاعدة الجليد المتحرك، وهذا يمثل دليلاً واضحاً على أنها تكونت أثناء حركة الجليد، وهذا يمكن أن يستدل عليه من دليل آخر مثل توزيع الكتل الضآلة erratics التى تشمل علامات صخرية محددة مثل جرانيت منطقة Shap . ولابد أن حركة الجليد كانت تتم بشكل نشيط أثناء عمليات ارساب التلال لأن استطالة شكلها تظهر أن الجليد كان له القدرة على تخطى العقبات أثناء هذه الفترة (Embleton & King, 1968, p.336).

وبالرغم من أن الشكل السائد والمنتشر لتلال الجليد هو الشكل المستطيل إلا أنه قد توجد تلال مستديرة ويرجع ذلك إلى حدوث افتراق للجليد يمنياً ويساراً مما يحول دون تكوين الجزء المستدق من التلال . وقد لوحظ أن استطالة شكل التلال تصبح أكبر ما يمكن حينما كان الجليد أكثر سرعة وأكبر سمكاً، ويوجد مثل هذه الحالات فى مقاطعة البحيرة حول وجتون Wigton فى بريطانيا.

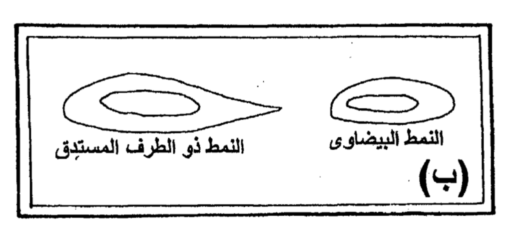
ويلاحظ أن معظم التلال الجليدية فى شمال بريطانيا مكونة من رواسب الطفل الجليدى till، ورواسبها طين – جلاميدى مع وجود أطقم الجلاميد فى الطين، وبعض منها قد يحتوى على الحصى فى النواة المركزية مما يشير إلى احتمالية ارساب هذه المواد قبل أن تتشكل فى هذه الهيئة بفعل حركة الجليد. وتوجد الكثبان أو تلال الجليد فى وادى إدين Eden وتكون مجاورة للمناطق التى حصرتها وقيدت وجودها فى مناسيب اكثر انخفاضاً، حيث وجدت فى الوادى، وفى الأراض المنخفضة، ونادراً ما توجد على ارتفاعات يبلغ منسوبها ٣٠٠ متر.

(٣) رواسب الاسكرز Eskers :

هى عبارة عن رواسب متجمعة فى شكل حواجز حصوية مفككة تأخذ هيئة



After: Chorley et al., 1984, p.455.



المـلامح المورفولوجية للتلال الجليدية (أو الكثبان)
شكل (٨٢)

طولية تشبه الخطوط الحديدية وتبدو مرتفعة فوق السطح وفى هيئة متعرجة، وتكون بشكل متصل أو متقطع، وارتفاعاتها تصل قرابة ٣٠ متراً او يزيد (سباركس، ١٩٧٨، ص٥٢٦) . وهى تشبه فى تركيب رواسبها الركام النهائى إلاّ أنها تتميز بطباقية الرواسب.

وتنتشر المظاهر والملامح الجيومورفولوجية للاسكر فى فلندة وشرقى بولندة والسويد حيث توجد فى مناطق البحيرات والمستنقعات، وتوجد أيضا فى شمال الجزر البريطانية واسكتلندة. وتوجد الرواسب الاسكرز بامتدادات كبيرة أحياناً فى مناطق الركامات الجليدية، وقد تصل فى امتدادها إلى ١٥٠كم.

وقد تعرضت نظريات مختلفة لكيفية تكون رواسب الاسكرز، ومنها أحد النظريات عبارة عن افتراضات ذكرت بأنها من رواسب المجارى المائية التى حملت فى أنفاق متخللة الفرشة الجليدية icesheet والتى تظهر على السطح ويتجدد نشاطها بعد نهاية ذوبان الجليد. لهذا فإنه قد تم ارسابها فى مجارى مائية خانقية داخل الجليد الصلب، وهذا هو الذى اعطاها المظهر الطولى المستمر لمسافات طويلة وبشكل محورى، وبسبب طبيعة المجرى النهرى المغلق فإن الضغط المائى كان له تأثيراً على زيادة سرعة التدفق وعلى زيادة الحمولة بشكل مكثف (Monkhouse & small, 1978, p.109).

(٤) رواسب الكام Kames

تمثل هذه الرواسب أحد صور الرواسب المفككة التى قام الجليد بارسابها فى هيئة مجروفات جليدية، تكون ملاصقة تماماً مع الجليد أثناء نقلها ثم ارسابها.

والكام هى عبارة عن تلال أو كومات من المجروفات الجليدية التى تتميز بوجود طباقية للرواسب المكونة لها، وهى تتكون بين فتحات الكتل الجليدية. وقد

تتكون رواسب الكام فى صورة مراوح صغيرة فى هيئة منحدرة على جانبى سطح الجليد وملامسة له، وتعمل المجارى على ارساب هذه المكونات. ومـــا أن يــذوب الجليد فسرعان ما يعمق المنطقة، ويشغل مجرى مائى منخفضاً، بينمـــا المجـــارى الجانبية العليا السابقة تختفى وتترك رواسب عليا على جانبى المجرى النهــرى - الجليدى، وتقف هذه الرواسب فى هيئة مصاطب يطلق عليها مصاطب الكام.

قائمة المراجع

قائمة المراجع

أولاً : المراجع العربية :

١. أبو العز، محمد صفى الدين (١٩٧٦)، قشرة الأرض : دراسة جيومورفولوجية، دار النهضة العربية، القاهرة.

٢. أبو العز، محمد صفى الدين (١٩٩٩) مورفولوجية الأراضى المصرية، دار غريب للطباعة والنشر والتوزيع، القاهرة.

٣. أبو العينين، حسن سيد (١٩٨٩) أصول الجيومورفولوجيا؛ دراسة الأشكال التضاريسية لسطح الأرض، مؤسسة الثقافة الجامعية، الإسكندرية.

٤. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩١) "التغيرات الجيوموفولوجية لوادى النيل النوبى بين الجندلين الثالث والرابع"، نشرة البحوث الجغرافية، كلية البنات، جامعة عين شمس العدد الرابع عشر، أكتوبر، ص ص ٧-١٠٦.

٥. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩١)، جيومورفولوجية المراوح الفيضية على جانبى وادى دهب – الغائب بشبه جزيرة سيناء، مجلة بحوث كلية الآداب، جامعة المنوفية، العدد الخامس، أبريل، ص ص ٦٩-١٤٤.

٦. التركمانى، جودة فتحى (١٩٨٧)، إقليم ساحل خليج العقبة فى مصر، دراسة جيومورفولوجية، رسالة دكتوراة، كلية الآداب، جامعة القاهرة، غير منشورة.

٧. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩٦)، منطقة الحمادة بالمملكة العربية السعودية، دراسة فى جيومورفولوجية الصحارى، رسائل جغرافية، الجمعية الجغرافية الكويتية، العدد ١٨٨، ٩١ صفحة.

٨. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩٩)، جيومورفولوجية منطقة توشكى وإمكانات التنمية، سلسلة بحوث جغرافية، العدد الرابع، الجمعية الجغرافية المصرية، القاهرة ٢١٨ صفحة.

٩. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩٨)، "جيومورفولوجية الياردانج فوق أسطح البلايا بمنخفض الخارجة"، الإنسانيات، دورية علمية محكمة، كلية الآداب، فرع دمنهور، جامعة الإسكندرية، العدد الثانى، السنة الأولى، ص ص ١٠١-١٥٦.

١٠. جودة، جودة حسنين (١٩٧٩) معالم سطح الأرض، الطبعة الخامسة، الهيئة المصرية العامة للكتاب، الإسكندرية.

١١. العوضى، جاسم محمد عبدالله (١٩٨٩)، حركة الكثبان الهلالية فى الكويت، رسائل جغرافية، الجمعية الجغرافية الكويتية، العدد ١٢٧.

١٢. سباركس، ب، و. (١٩٧٨) الجيومورفولوجيا، ترجمة ليلى عثمان، مكتبة الأنجلو المصرية، القاهرة.

١٣. الغنيم، عبد الله يوسف (١٩٨١)، أشكال سطح الأرض المتأثرة بالرياح فى شبه الجزيرة العربية، وحدة البحوث والترجمة، قسم الجغرافيا، جامعة الكويت.

١٤. الوليعى، عبد الله ناصر، (١٩٩٢)، تعرج الأنهار والأودية، دراسة جيومورفولوجية تطبيقية لبعض الأودية الجافة فى المملكة العربية السعودية، بحوث جغرافية، الجمعية السعودية، العدد ١٢، جامعة الملك سعود، الرياض، ٩١ صفحة.

١٥. تفتيش رى أعالى النيل الأبيض، تقرير والبوم لبعثة مساحة فروع بحر الغزال (بحر العرب ونهر لول) عام ١٩٥٨، ١٩٥٩.

١٦. ليليافسكى، سبرج (١٩٦٥) الأيدروليكا النهرية، ترجمة عبد الفتاح فهمى محمد، الهيئة العامة لشئون المطابع الأميرية، القاهرة.

١٧. محسوب، محمد صبرى (١٩٩٨)، جيومورفولوجية الأشكال الأرضية، دار الفكر العربى، القاهرة.

ثانياً : المراجع غير العربية :

1. Alexander, H.S. (1932), "Pothole Erosion", J. Geol., vol. XL, pp.305-337.
2. Antia, E.E. (1987),. "Perliminary Field observtions on Beach cusp formation and characteristics on tidally and morphodynamically distinct beaches on the Nigerian Coast", Marine Geol., 78, pp.23-33.
3. Babilir, A.A. & Jackson, C.C. (1985), "Ventifacts Distribution in Qatar", Earth Surface Processes and Landforms, vol.10, pp.3-15.
4. Bagnold, R.A. (1937), "The transport of sand by wind", The Geogr. Jour., No.5, May, pp.409-438.
5. Ball, W.B. (1964), "Alluvial Fans and Nearo surface Subsidence in Western Freson County California" Geol. Survey Professional paper, 437 A., Washington, 70p.
6. Ballantyne, C.K. & Kirkbride, M.P. (1987), "Rockfall activity in upland Britain during the loch lonond stadial", Geogr. Jour., vol.153, part 1, March, pp.86-92.
7. Basrsch, D. (1979), "Nature and importance of mass-wasting by rock Glaciers in Alpine permafrost Environments", Earth surface process, vol. 2, pp.231-245.
8. Batanouny, K.H. & Batanouny, M.H. (1968), "Formation of phytogenic hillocks", I, Botanica Academie Scientiarum Hungaricae, Tomus 14, (3-4) pp. 243-252.
9. Beadnell, H.J (1911), "The Sand-Dunes of The Libyn desert", Geogr. Jour., pp. 379-395.
10. Birkeland, P.W. (1984), Soils and Geomorphology, Oxford University Press, New York.
11. Bloom A.L, (1979) Geomorphology, A systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms, prentice – Hall of India, New Delhi.
12. Bloom A.L. (1969), The surface of the Earth, prentice-Hall, INC., Englewood Cliffs, New Jersey.
13. Breed C.S. et al., (1997), "Wind Erosion in Drylands", in :David S.G. Thomas, Arid zone Geomorphology, process, form and change in drylands, John Wiley & Sons, New York, pp. 437-466.
14. Butzer, K.W, (1960) "on the pleistocene shorelines of Arabes Gulf, Egypt:, J.Geol., vol. 68.

15. Chepil, W.S., (1982), "Dynamics fo wind erosion : Nature of Movement of Soil by wind", in: Labronne J.B. & Mosley, M.P. (eds), Erosion and Sediment yield, Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, pp.108-123.
16. Chorley, R. et al., (1984), Geomorphology, Methuen, London.
17. Clayton, K.M. edt., (1981), tectonics and Landforms, Longman Inc., New York.
18. Cook, R. & Warren, A. (1973) Geomorphology in Deserts, B.T. Batsford Ltd, London.
19. Cooke, R. (1970), "Stone pavements in Deserts", Ann. Assoc. Am. Geogr., 60, pp.550-577.
20. Cooke, R. (1970), "Stone pavements in Deserts", Ann. Of the Assoc. Am. Geogr., vol.60, pp.560-577.
21. Cooke, R.U. & Smalley, I.J. (1968), Slat weathering in Desert", Nature, vol. 220, December, pp.1226-1227.
22. Day, M. (1976), "Morphology and Hydrology of Some Jamaican karst Depressions", Earth Surface Processes, vol.1, pp. 111-129.
23. Day, MJ. (1978), "Morphology and Distribution of Residual Limestone Hills (mogotes) in the Karst of northern Puerto Rico", Geol. Soc. Am. Bull., vol., 89, pp. 426-432.
24. Decker, R. & Decker, B. (1997), volcanoes, 3rd.ed, W.H. Freeman and Company, New York.
25. Delibrias G. & Priazzoli P.A. (1983), "Late Holocene Sea-Level Changes in Yoron Island, The Ryukus, Japan", Marine Geology, Vol., 53, M7-M16.
26. Drew D. (1985), Karst Processes and Landforms, Macmillan Education LTD, London.
27. Embabi, N.S. (1982) "Barchans of Kharge Depression", in: El Baz, F. & maxwell (eds.), Desert Landforms of Southwest Egypt, A basis for comparison with Mars, NASA, Washington D.C., pp. 141-157.
28. Embabi, N.S. (1995), "Types and patterns of Sand Dunes in Egypt", Bull. Egyptian Geogr. Soc., vol. 68, pp.57-89.
29. Emery, K.O & Kuhn, G.G (1980), "Erosion of Rock Shares At La Jolla, California", Marine Geol., 37, pp. 197-208.
30. Emiliani, C. (1995), Planet Earth; Cosmology geology and the Evolution of Life and Environment, Cambridge University Press,
31. Engeln, O.D.V. (1942), Geomorphology; Systematic and Regional, The Macmillan Company, New York.
32. Finch et al., (1959), The Earth and its Resources, McGrow-Hill, Inc.,

New York.
33. Fryberger S.G & Ahlbrandt, T.S. (1979), "Mechanisms for the formation of Eolian Sand Seas", Z.Geomorph. N.F., 23, 4, pp.440-460.
34. Garner, H.F. (1974), The Origin of Landscapes; A synthesis of Geomorphology, Oxford Univ. Press, New York, U.S.A.
35. Geofizika Co., Zagreb-Yugoslavia (1966): Regional Geological and Geophysical Explorations and Topographic Mapping of South Kharga and Tushka Area, New Valley Project, Egypt. Vol.I, Geology and Geophysics, Cairo, 84p.
36. Gerrard, A.J. (1981), Soils and Landforms; An integration of Geomorphology andpedology, George Allen & Unwin, London.
37. Glock, W.S. (1931), "The Development of Drainage Systems : A synoptic View", Geogr. Review, pp. 475-483.
38. Goudi, A.S. (1997), "Weathering processes", in : Thomas, D.S.G., (Ed.), Aride zone geomorphology; process, forms and change in drylands, 2nd ed., John Wiley & sons, New York, pp. 25-40.
39. Gregory, J. (1976), "Drainage Networks and Climate", in : Derbyshire, E.ed., Geomorphology and Climate, John Wiley & Sons, London.
40. Grolier et al. (1980), "Yardings of the western desert", in : El-Baz, F. et al., Journey to the Gilf kebir and Uweinat, Southwest Egypt", Geogr. J., Murch, pp. 80-81.
41. Hooke, J.M. (1977), "The Distribution and Nature of Changes in River Channel Patterns: The Example of Devon", in : Grogory K.J., ed., River Channel Changes, John Wiley & Sons, New york, pp. 265-279.
42. Hoyt, J.H. (1967), "Barrier Island Formation", Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 78, pp.1125-1136.
43. Inman, D.L. & Guza, R.T. (1982) "The Origin of Swash Cusps on Beaches", Marine Geology, 49, p.133-148.
44. Keefer, D.K. (1984), "Landslides Caused by earthquekes", Geol. Soc. Am.Bull., vol. 95, April, pp. 406-421.
45. Keller, E.A. (1972), "Development of Alluvial Stream channles: A Five –Stage Model" , Geol. Soc. Am. Bull., Vol.83, May, pp.1531-1563.
46. Kemmerly Ph. R. & Toew, S.K. (1978), "Karst Depressions in A Time Context", Earth Surface Processes, vol. 3, pp.355-361.
47. Kemmerly, V. (1982), "Spatial Analysis of A karst depression population: Clues to Genesis", Geol. Society of Am. Bull., vol.93,

pp. 1078-1086.
48. Kesseli, J.E., (1941), "Rock Streams in the sierra Nevada, Califronia", Geogr. Review, pp. 203-228.
49. King, C.A. (1972), Beaches and Coasts, 2ed., Edward Arnold, London.
50. King, H.W. J. (1918), "Study of A dune Belt", The Geogr. Jour., No.1, Janu., pp. 16-33.
51. Kjerfve, B. & Magill (1989), "Geographic and Hydrodynamic Characteristics of Shallow Coastal Lagoons", Marin Geology, vol.88, pp.187-199.
52. Komar, P.D. (1971), "Nearshore Cell Circulation and the Formation of Giant Cusps", Geol.Soc. A,. Bull., vol. 82, sep. pp.2643-2650.
53. Komar, P.D. (1976), Beach Processes and sedimentation, prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
54. Kostaschuk, R.A. et al., (1986) "Depstional process and Aluvial Fan-Drainage Basin Morphometric Relationships Near Banff", Earth Surface Processes and landforms, vol., 11, pp. 471-484.
55. Lake Albert Dam, U.W.W.1, Numule Site 1944, Cross Sections on Baher El Gebl.
56. Landsberg, S.Y. (1956), "The Orientation of Dunes in Britain and Denmark in Relation to Wind", The Geogr. Jour., part 2, June, pp. 176-189.
57. Langbein, W.B. & Schumm, S.A., (1958) "Yiel of Sediment in Relation to Mean Annual Precipitation", Transaction American Geophysical Union, Vol.39, No.6, December, pp.1076-1084.
58. Lobeck, A.K. (1939), Geomorphology; An Introduction to the Study of Landscapes, McGraw-Hill Company, New York.
59. London, M.J.E. et al. (1982), "Geomorphology of the Middle Caqueta Basin & Eastern Colombia", Z. Geomorph. N.F., 26, No.3, pp.343-364.
60. Madigan C.T. (1936), "The Australian Sand-Ridge Deserts", Geogr. Review, Vol. XXVII, pp.205-227.
61. Mankhouse, F.J. & Small, J. (1978), Dictionary of the Natural Environment, Edward Arnold, London.
62. Marker, M.E. et al., (1983) "Karst Development on the Alexanderia Limestones E. Cape Province, South Africa", Z. Geomorph. N.F., 27, 1, pp. 21-38.
63. McCauley, J.F. (1973), "Mariner 9 evidence for wind Erosion in the Equatorial andMid-Latitude Regions of Mars", J. of Geophysi. Res.,

Vol.78, No.20, July,10, pp.4123-4137.

64. Mckee, E.D. ed. (1979) A study of Global Sand Seas, Geological Survey Professional paper, No.1052. U.S.A.

65. Middleton, N. (1997), "Desert Dust", in : Thomas, D.G., ed. Arid zone Geomporphology, Process, Form and Change in drylands, 2nd ed., John Wiley & Sons, New York, pp.413-436.

66. Milne, J.A. (1979), "The Morphological Relationships of Bends in Confined Stream Channels in Upland Britian", in : Pitty, A.F. (ed.), Geographical Approaches to Fluvial Processes, Univ. of East Anglia, Norwich, England, pp. 215-239.

67. Monkhoues, F.J. (1971) Principles of Physical Geography, University of London Press LTd, London.

68. Moore, G.T. & Asquith, D.O. (1971), "Delta, Term and Concept", Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 82, pp.2563-2567.

69. Neal J.T. (1975), "Past Climates and Antecedent Lakes in Playa Basins", in : Neal (ed.) Playas and Dried Lakes Occurrence and Development, Bowden, Halsted Press, Liberary of Congress, pp. 1-8.

70. Neal, J.T. & Matts, W.S. (1967), "Recent Gemorphic Changes in Playas of Western United States, Jour. Of Geol., Vol.75, No.5., pp.511-525.

71. Neal, M.T. et al. (1968), "Giant Desiccation Ploygons of Basin Playas", Geol. Soc. Am. Bull, v.79. pp. 69-90.

72. Otvos , E.G. (1986), "Island Evolution and Stepwise Retreat; Late Holocene Transgressive Barriers, Mississippi Delta Coast – Limitations of A model", Marine Geol. Vol. 72, No.314.

73. Owens, E. H. (1977), "Temporal Variations in Beach and Nearshore Dynamics", J.sed. Petrol., vol. 47, No.1, pp. 168-190.

74. Park, C.C. (1977), "Man-induced Changes in Stream Channel Capacity", in : K.J. Gregory, River Channel changes, John Wiley & Sons, New York, pp.121-144.

75. Parry D.E. & Wickens G.E. (1981), The Qozes of Southern Darfur Sudan Republic", The Geogr. Jour., v. 147, No.3, pp. 307-320.

76. Rachocki, A. (1981), Alluvial Fans, John Wiley & Sons, New York.

77. Rendell, H. (1977), "Tectonic frameworks", in : Thomas, D.S.G. (ed.), Arid zone Geomorphology, Process, Form and Change in Drylands, 2nd ed., John Wiley & Sons, New York, pp. 13-24.

78. Richards , K. (1982) , Rivers : Form and process in Alluvial Channels, Methuen, London.

79. Robinson, A.H.W. (1980), "Erosion and Accretion Along Part of the

Suffolk Coast of East Anglia, England", Marine Geology, 37, pp. 133-146.

80. Russell, R.J. & McIntire W.G. (1965) "Beach cusps", Geol.Soc. Am. Bull., vol.76, March, pp.307-302.

81. Sharp, R.P. (1942), "Mudflow Levees", Journal of Geomorphology, No.3, oct., pp.222-227.

82. Shaw, P.A. & Thomas, S.G. (1997), "Pans, Playas and Salt lakes", in : Thomas, D.G., Arid Zone Geomorphology, (edts.), 2nd. Ed., John Wiley & Sons, New York, pp. 293-318.

83. Short, A.D., (1979) "Three Dimensional Beach-Stage Model", J. of Geol., vol. 84, pp. 553-571.

84. Small, R.J. (1985), The Study of Lanforms, 2nd ed., Cambridge Univ. Press, Cambridge, London.

85. Sonu, Ch.J. (1973), "Three- Dimensional Beach Changes", J. Geol., vol81,

86. Stevenson, J.C. et al., (1988), "Sediment Transport and Trapping in March Stystems: Implications of Tidal Flux studies", Marine Geol., 80, pp. 37-59.

87. Tarr, P.S. & Martin, L. (1914) College Physisography, The Macmillan Company, New York.

88. Temeco, Inc (1983), Pre-Feasibility Study Northern Nile River Barge System, Sudan. April, Khartoum.

89. Trudgill, S.T. (1977), "Problems in the Estimation of Short-Term Variations in limestone Erosion processes", Earth Surface Processes, vol.2, pp.251-256.

90. Tuttle, S.D. (1971), Landforms and Landscapes, W.M.C. : Brown Company Publishers, Dubuaua, Iowa.

91. Twidal C.R. (1976), Analysis of Landorms, John Wiley and Sons, Sydeny, Australasia.

92. Uganada Survey, (1939) Mutir stie, 13/122/16.

93. Verstappen (1960) "On the Geomorphology of Raised coral reefs and its Tectonic Significance", zeitschrist für Geomorphologie,. Band 4, Heft 1, Perlin, pp. 1-28.

94. Whitnery M.I. & Dietrich R.V. (1973), "Ventifact Sculpture by Windblown Dust", Geol. Soc. A. Bull., Vol.84, August, pp.2561-2582.

95. Williams, P.J. (1957), "Some Investigations into Soliffuction Features in Norway", Geogr. Jour., vol. CXXIII, Part 1, March, pp.42-58.

96. Williams, P.W. (1985), "Subcutaneous Hydrology and the Developent of Doline and Cockpit Karst:, Z. Geomorph. N.F., 29, 4, p.p.463-483.
97. Williams, W.W. (1960), Coastal Changes, Routledge & Kegan Paul, London.
98. Wilson I.G. (1973), "Ergs", Sedimentary Geology, 10, pp.77-106.
99. Wilson, J.G. (1972), "Aeolian Bedforms- their Development and Origins", Sedimentology, Vol.19, pp.173-210.
100. Wolman, M.G. & Miller, J.P. (1982), "Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes", in : Jonathan B. Laronne & M. Paul Mosley, eds. Erosion and Sediment Yield, Hutchinson, Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, pp.13-33.
101. Worrall, G.A.(1974) "Observations on Some Wind-Formed Features in the Southern Sahara", Z. Geomorphology. N.F.,18, 3, pp. 291-302.
102. Wright, H.E. (1961), "Late Pleistocene Climate of Europe: "A Review", Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 72, June, pp. 933-984.
103. Wrigth L.D. & Coleman, J.M. (1973), "Variations in Morphology of Major River Discharge Regimes", Am.. Soc. Petrol. Geo. Bull., vol. 57, pp.370-398.
104. Zittel, K.V. (1968), "The Law of Uniformity and Geologic Time", in "Wjite, J.E. (ed.) Study of the Earth, prentice-Hall of India private limited, New Delhi, pp.11-17.

فهرس الموضوعات

أشكال السطح

دراسة فى أصول

الجيومورفولوجيا

جودة فتحى التركمانى

أستاذ الجغرافيا الطبيعية

كلية الآداب - جامعة القاهرة



الطبعة الثالثة

دار الثقافة العربية

القاهرة ٢٠١١